



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

El Paleógeno continental anterior a la transgresión biarrtziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaia y Ripoll

Pedro Anadón Monzón



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- Compartitqual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - Compartitqual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0. Spain License.**

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE GEOLOGIA

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA

Y

GEOLOGIA HISTORICA



" EL PALEOGENO CONTINENTAL ANTERIOR A LA TRANSGRESION
BIARTZIENSE (EOCENO MEDIO) ENTRE LOS RIOS GAIA Y
RIPOLL (Provincias de Tarragona y Barcelona)"

POR

Pedro ANADON MONZON

Barcelona, Marzo de 1978

C413
Am2

R.1454

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051448

X

" ELPPALEOGENO CONTINENTAL ANTERIOR A LA TRANSGRESION
BIARRITZIENSE (EOCENO MEDIO) ENTRE LOS RIOS GAIA Y
RIPOLL (Provincias de Tarragona y Barcelona) "

Memoria elaborada por el que suscri-
be y dirigida por el Profedor Oriol
RIBA ARDERIU , Director del Departam-
ento de Estratigrafia y Geología
Histórica de la Facultad de Geología
de la Universidad de Barcelona para
optar al grado de Doctor en Ciencias
Geológicas.

Barcelona, 28 de Marzo de 1978



Pedro ANADON MONZON

ORIOI RIBA ARDERIU , CATEDRATICO DE ESTRATIGRAFIA Y DIRECTOR
DEL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA HISTORICA DE LA
FACULTAD DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE BARCELONA

CERTIFICO :

Que D. Pedro ANADON MONZON ha realizado ba-
jo mi dirección en este Departamento el traba-
jo titulado " EL PALEOGENO CONTINENTAL ANTE-
RIOR A LA TRANSGRESION BIARRITZIENSE (EOCENO
MEDIO) ENTRE LOS RIOS GAIA Y RIPOLL (Provin-
cias de Tarragona y Barcelona) ", para aspi-
rar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas
y para que así conste expido el presente en
Barcelona, a veintiocho de Marzo de mil nove-
cientos setenta y ocho



I N D I C E

PROLOGO.....	141
I. INTRODUCCION	
1.- Delimitación del área objeto de este trabajo. Accidentes orográficos...	2
2.- Encuadre geológico regional	4
2.1.- La Geología del NE de la Península Ibérica. Mediterráneo Noroccidental	4
2.2.- Los Catalánides: Constitución y estructura en el sector estudiado.....	4
2.3.- La Cuenca del Ebro	8
2.3.1.- Generalidades.....	8
2.3.2.- El borde oriental de la Cuenca del Ebro entre los ríos Gaia y Ripoll	8
2.4.- La sedimentación molásica en el borde oriental de la Cuenca del Ebro.....	10
3.- Antecedentes	11
4.- Metodología	13
II. ESTRATIGRAFIA	
1.- Advertencias preliminares.....	15
2.- Litoestratigrafía	16
2.1.- Generalidades e Criterios empleados	16
2.2.- Zona de Igualada	19
2.2.1.- El sustrato	19
2.2.2.- Las bauxitas de la región de La Llacuna Aiguamurcia.....	20
2.2.3.- Formación Mediona	24
2.2.4.- Formación Orpó.....	44
2.2.5.- Grupo Pontils	52
2.2.5.1.- Formación Santa Candia	52
2.2.5.2.- Formación Carme	64
2.2.5.3.- Formación Valldeperes	78
2.2.5.4.- Formación Fontanelles	90
2.2.5.5.- Formación Pobla de Claramunt	100
2.2.5.6.- Formación La Portella	122
2.2.5.7.- Formación Bosc d'en Borras	128
2.2.6.- Grupo Santa Maria. Formación Collbas.....	137
2.3.- Zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt	139
2.3.1.- El sustrato.....	139
2.3.2.- Formación Mediona.....	140
2.3.3.- Formación Canrat	156
2.3.4.- Formación La Salut	166
2.3.5.- Las facies conglomeráticas superiores	183
2.3.5.1.- Conglomerados de Montserrat	184
2.3.5.2.- Conglomerados de Sant Llorenç del Munt	193
2.3.5.3.- Otras facies conglomeráticas . Los niveles de brechas de pizarras.....	194
2.3.6.- Las facies continentales marginales respecto a los conglomerados masivos.....	199
2.3.6.1.- Facies de Vacarisses.....	199
2.3.6.2.- Facies de Sant Llorenç Savall	200
2.3.6.3.- Otras facies marginales	201

2.3.7.- Las "cuñas marinas".....	202
3.- Bioestratigrafía. Cronoestratigrafía.....	204
3.1.-Bioestratigrafía.....	204
3.1.1.- Introducción.....	204
3.1.2.- Unidades bioestratigráficas.....	206
3.2.-Cronoestratigrafía.....	209
3.2.1.- Introducción.....	209
3.2.2.- Unidades cronoestratigráficas.....	209
3.3.-Relaciones entre las unidades bio,lito y cronoestratigráficas.....	213
4.- Síntesis estratigráfica. Comparación con áreas vecinas.....	214
III. <u>HISTORIA GEOLOGICA:</u>	
1.- Evolución tectónica.....	221
2.- Evolución paleogeográfica. Influencia de la tectónica en la sedimentación.....	226
IV <u>RESUMEN-CONCLUSIONES</u>	
Resumen ,Conclusiones	232
V <u>BIBLIOGRAFIA</u>	
Bibliografía	241
VI <u>ANEXOS</u>	
Anexos.....	256

PROLOGO.

El presente trabajo, que constituye la memoria para optar al grado de Doctor, posee como objetivo principal la interpretación sedimentológica y paleoambiental de los materiales paleógenos basales de la Cuenca del Ebro en parte de su borde oriental. Esta obra se inscribe en un plan de trabajo del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona conducente al estudio del Terciario de parte de la Cuenca del Ebro y en cuyo desarrollo intervienen las tesis doctorales de varios compañeros del Departamento: P. Busquets, F. Colombo y M. Vilaplana.

La labor de investigación iniciada con la Tesis de Licenciatura y desarrollada a partir de ella por el autor sobre la sedimentología de formaciones y materiales depositados en ambientes continentales antiguos motivó el escoger como tema de tesis doctoral un trabajo que se centrara fundamentalmente en el estudio sedimentológico de formaciones continentales. Por todo ello se ha escogido el área objeto de este estudio; en ella se encuentran materiales depositados en ambientes continentales muy diversos, con numerosos cambios de facies y una serie de problemas sedimentológicos muy variados.

En este contexto esta obra debe tomarse no como un trabajo definitivo, sino más bien como una contribución al conocimiento sedimentológico del Paleógeno del área abordada y como base de investigaciones futuras que se emprenderán por parte de los miembros del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Barcelona, especialmente en el área de Montserrat.

Un trabajo de esta naturaleza, que en parte se basa sobre una problemática regional, debe poseer unos límites prefijados, que en este caso se ha intentado que coincidan tanto con accidentes geográficos de cierta importancia como con características geológicas que permitan encuadrar una problemática diferenciada. Así pues en los que se refiere a los límites geográficos (Ríos Gaià y Ripoll), coinciden en sus proximidades con importantes cambios estructurales y de facies que permiten delimitar el área definida. En lo que se refiere a los límites geológicos, estos son varios y merecen cierto comentario. En primer lugar este trabajo se centra fundamentalmente en el estudio de los materiales paleógenos de origen continental; no obstante, en este área, algunos de ellos se encuentran íntimamente relacionados con materiales de origen marino, por lo que éstos en ciertos casos han tenido que ser abordado con mayor o menor profundidad. Otro límite señalado es el cronoestratigráfico; para éste se ha escogido un evento de amplia repercusión en la Cuenca del Ebro, cual es la transgresión biarritziense, que en parte de la zona estudiada (área de Igualada) delimita perfectamente los materiales de edad anterior a dicha transgresión, mientras que en el área de Montserrat el límite cronoestratigráfico ha tenido que trazarse a partir de la prolongación ideal de las cuñas de sedimentos de origen marino estratigráficamente más bajas y de edad biarritziense.

En cuanto al enfoque que se ha pretendido dar al trabajo, hay que manifestar que se han intentado combinar los estudios y aspectos sedimentológicos de tipo regional con las investigaciones detalladas sobre problemas sedimentológicos específicos, cuales son los de las evaporitas y carbonatos en medios continentales, paleosuelos etc. Evidentemente, para cada caso y problema abordado se ha tenido que emplear una metodología diferente, que ha sido la que se ha creído más adecuada para estudiar los aspectos más definitorios y característicos. Así este trabajo muestra esta preocupación que se ha intentado reflejar con mayor o menor éxito en los diferentes capítulos y apartados en que ha sido estructurado resultando quizá en cierta heterogeneidad de la obra.

El estudio está estructurado en una primera parte de Introducción en la que se enuncian los problemas planteados y se encuadran el área dentro del marco geológico regional, relacionando las diferentes unidades morfoestructurales que intervienen en la configuración de la zona estudiada. En esta primera parte se analizan someramente los trabajos más importantes que versan sobre la región estudiada por autores precedentes y se describe la metodología empleada durante el desarrollo de las investigaciones efectuadas.

En una segunda parte, que se ha titulado de Estratigrafía, se describen los materiales, tanto desde el punto de vista litológico, como biostratigráfico y cronoestratigráfico. En el capítulo de Litoestratigrafía se ha intentado combinar las descripciones formales y regionales con los aspectos sedimentológicos de detalle sobre los materiales que constituyen las diferentes unidades. La tercera parte de la obra refleja la historia geológica del área durante los tiempos paleógenos antiguos, y se ha desarrollado en un primer capítulo que analiza la evolución tectónica ocurrida en el área y en un segundo capítulo que trata propiamente de la evolución paleogeográfica y de la influencia que ha tenido la tectónica en la sedimentación y en las diferentes configuraciones paleogeográficas. Finalmente se transcribe un resumen del trabajo realizado y se relatan las principales conclusiones del mismo.

Agradecimientos.

Este trabajo no poseería las características enunciadas y no hubiese alcanzado su configuración actual de no ser por la colaboración y apoyo de numerosas personas y entidades a quienes es preciso manifestar el agradecimiento del autor:

En primer lugar al Dr. Oriol Riba Arderiu, director de esta tesis doctoral, Jefe de la Sección de Estratigrafía y Sedimentología del Instituto "Jaime Almera" del C.S.I.C. y director del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona, de quien se ha recibido una gran ayuda y apoyo y que ha puesto a disposición del que suscribe los medios materiales de las entidades que dirige.

En segundo lugar al compañero y amigo Mariano Marzo, con quien las discusiones, tanto en el campo como en el laboratorio han sido de gran interés y a quien el autor debe expresar su reconocimiento por la colaboración prestada. Así mismo dicho reconocimiento debe hacerse extensivo al resto del personal docente e investigador del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Barcelona y de la Sección de Estratigrafía y Sedimentología del C.S.I.C., con quienes se ha mantenido discusiones, a veces sobre el terreno, sobre problemas sedimentológicos y estratigráficos del Terciario de la Cuenca del Ebro, y de quienes se ha recibido gran apoyo moral: P. Busquets, F. Colombo, Dr. A. Maldonado, Dr. S. Reguant, Dr. J. Serra y M. Vilaplana. Debe destacarse de un modo especial la gran colaboración prestada por I. Zamarreño, con quien tantas horas de discusión se han mantenido, cuyos consejos y ayuda en el tratamiento de problemas de rocas carbonatadas y en especial de las construcciones algales han sido inapreciables.

Se ha de reconocer aquí la amistosa acogida recibida por parte del Dr. P. Freydet y de Mr. J.C. Plaziat en el Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée de Orsay, y a los que se debe una valiosa ayuda en el estudio de los carbonatos continentales. A Mr. J.C. Plaziat se han de agradecer numerosas determinaciones paleontológicas de moluscos continentales de este trabajo.

Se debe destacar de una manera especial la ayuda del Dr. J. Ferrer (ESSO, Begles) en la determinación de diversas muestras de foraminíferos de las facies de transición y las facilidades otorgadas para la reproducción de datos del sondeo de Castellfollit del Boix.

Se ha contado con la colaboración de diversos especialistas en diferentes grupos fósiles, a quienes debe agradecerse muchas de las determinaciones paleontológicas de este trabajo. Así, Mme O. Ducasse clasificó los ostrácodos, Josep Serra efectuó la clasificación de los macroforaminíferos de las muestras de la Fm. Orpí, y junto con la Dra. E. Caus determinaron diversas muestras de foraminíferos bentónicos. A Mme M. Feist se deben las clasificaciones de las numerosas muestras de carófitas. También se debe expresar el agradecimiento del autor al Dr. J.F. de Villalta, a quien se debe la determinación de los restos de mamíferos encontrados hasta la fecha.

Se debe expresar el agradecimiento de un modo especial al Sr. Fayas del S.G.O.P. por permitir la utilización y reproducción de datos del sondeo de Santpedor.

Se debe mencionar de una manera especial al Dr. F. Ortí, de quien se ha

recibido una total colaboración en la discusión de los problemas planteados por los materiales evaporíticos, tanto en el Laboratorio como sobre el terreno. Al Dr. Mateu Eshaban se debe agradecer numerosos comentarios y discusiones a propósito de los caliches y otras rocas carbonatadas. Al Dr. E. Bech por sus consejos y orientaciones en el enfoque del estudio de los niveles de paleosuelos.

A todas aquellas personas con las que se han compartido algunas jornadas de campo: Dr. Gibert L. Cabrera, L. Rosell se hace un reconocimiento por la ayuda y compañía prestada.

Se ha contado con la colaboración de diversas personas en los trabajos de laboratorio, entre las que cabe destacar a R. Fontarnau del Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Barcelona; al Dr. A. Travería, a S. Martínez ya María T. Fernández del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la U. de B.. A Ramón Castilla, del Departamento de Estratigrafía debe mencionarse de un modo especial por su colaboración en los diversos trabajos efectuados a las muestras recogidas.

Por último a todas aquellas personas que han colaborado en la confección de los ejemplares de esta obra J.M. Ros, M. y C. Losantos, M. Guerra y especialmente a Rosa M. Castellanas.

En la elaboración de esta Tesis Doctoral se ha contado con la ayuda de una Beca para Formación de Personal Investigador, concedida a través del C.S.I.C.

I

INTRODUCCION

1.- DELIMITACION DEL AREA OBJETO DE ESTE TRABAJO. ACCIDENTES OROGRAFICOS.

El área objeto de este trabajo (Fig. 1) está localizada en parte de las provincias de Barcelona y Tarragona; abarca una franja de unos 55 Km. de largo por 11 de ancho dispuesta paralelamente a la costa, y a una distancia de ella de unos 30 Km. Está limitada por los cursos de los ríos Gaia y Ripoll, y atravesada transversalmente por los ríos Anoia y Llobregat.

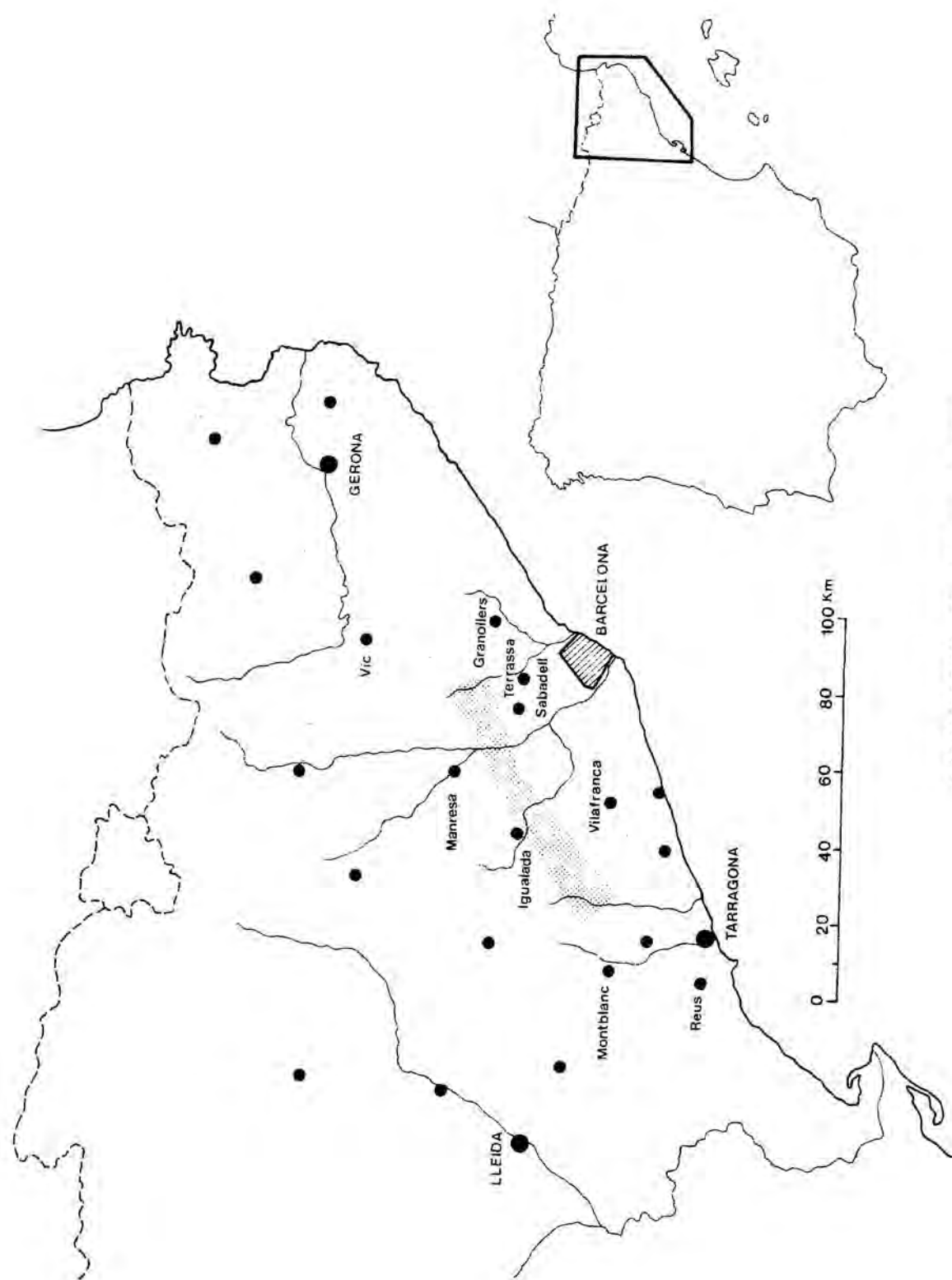
El relieve es bastante accidentado, en relación directa con la disposición de los materiales y sus cambios de facies. En la zona SW, las alineaciones montañosas discurren en dirección NE-SW, siguiendo las directrices morfoestructurales, estando constituidas generalmente por relieves estructurales de anticlinales, a menudo con flancos fallados, y sinclinales más laxos; la Serra de Puigfred constituye un claro ejemplo de este tipo de relieve, que presenta las cotas más altas de la zona (Montagut, Puigfred).

En la zona NE, a partir de Els Brucs, las cotas más altas se alcanzan en el seno de los macizos conglomeráticos de Montserrat y Sant Llorenç del Munt constituidos por conglomerados masivos que resaltan en el paisaje por su morfología característica. Los cambios de facies han jugado un papel muy importante en la individualización de estas masas. Una alineación montañosa cuyas cimas no alcanzan las alturas de los relieves conglomeráticos, se orienta en dirección ENE-WSW, constituyendo las Sierras de La Salut, Puigventós, Turó del Ros, Les Pedritxes, Can Sallent y Puig de la Creu.

En la franja NW del área estudiada, dominan los relieves estructurales tabulares y en cuestas propios de esta zona de la Cuenca del Ebro (Serra de Collbas, Els Brucs, Calders, Moia).

El área estudiada limita al SW y Oeste con las depresiones de Reus-Valls y Barberá respectivamente, y con la depresión del Vallés-Penedés al SE. Al NW limita con las comarcas de la Segarra, Conca de Igualada, Baiges y Moianés.

El clima es de tipo mediterráneo, y mientras en las vertientes orientadas al Sur se localizan, en general buenos afloramientos, las vertientes Norte, a menudo están cubiertas de abundante vegetación.



LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA

Fig. I

2.- ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL.

En este apartado se pretende ofrecer una visión del encuadre del área objeto de este estudio respecto a unidades geológicas de rango progresivamente menor y la relación que dichas unidades han poseído entre sí condicionando la evolución tectosedimentaria de la zona durante el Paleógeno inferior.

2.1.- LA GEOLOGIA DEL NE DE LA PENINSULA IBERICA. MEDITERRANEO NOROCCIDENTAL.

Las unidades estructurales más importantes del NE de la Península Ibérica y del Mediterráneo Noroccidental se muestran en la figura 2. En la zona NE della Península Ibérica y Sur de Francia, se observan las siguientes unidades estructurales: Los Pirineos, de orientación E-W, con la zona donexa de despegue de Languedoc-Provenza; los Catalánides, de orientación NE-SW; la Cordillera Ibérica, de dirección NW-SE. Estas tres unidades delimitan la Cuenca del Ebro.

En la figura 2 se observa, además, la hipotética extensión del Macizo Protoligur durante el Oligoceno (ALVAREZ, 1976), que englobaría parte de los Catalánides, así como al Macizo de Maures-Esteral, siendo equivalente dicho Macizo Protoligur del Pireno-Corso-Sardo de STANLEY y MUTTI (1968) durante el Eoceno. La localización actual de Córcega y Cerdeña implicaría una rotación del bloque corso-sardo durante el Neógeno. Las Baleares serían la continuación de las Cordilleras Béticas.

La Cuenca del Ebro, en la que está localizada el área objeto de este trabajo, queda limitada en su parte S y SW por la Cordillera Ibérica, en su parte oriental por los Catalánides, y por los Pirineos en su parte septentrional. De los Catalánides se tratará en otro apartado dada la importancia que, para el encuadre regional, poseen.

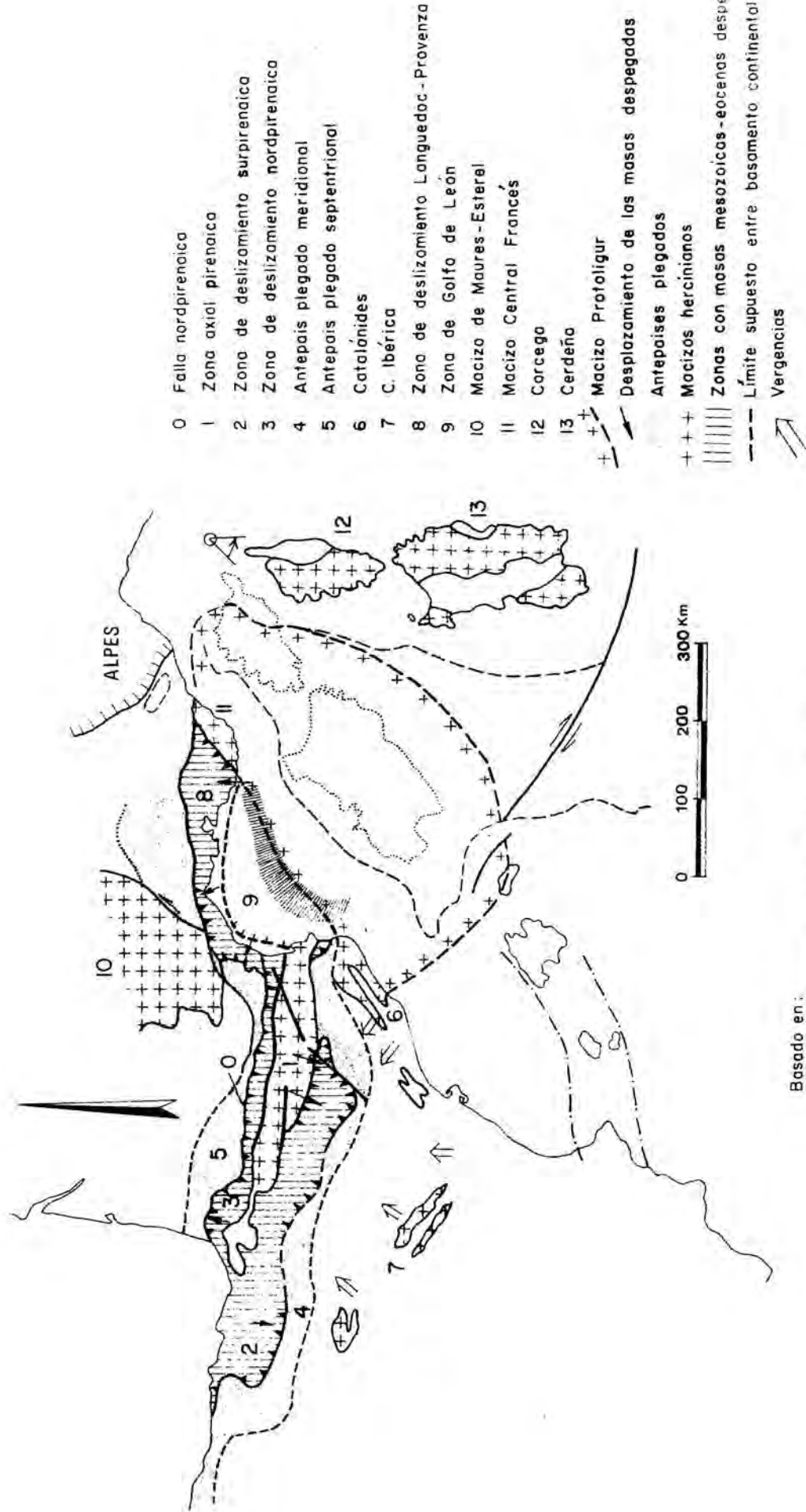
MATTAUER y HENRY (1974), efectúan una división en zonas de los Pirineos en la que distinguen: una Zona Axial, de materiales de edad pre-pérmica, las Zonas Prepirenaicas (Norte y Sur) y los antepaíses plegados (Norte y Sur). CHOUKROUNE y SEGURET (1973) y SOLE SUGRANES (1978) utilizan esta subdivisión en sus trabajos modificando algunos trazados cartográficos. Según estos autores la zona prepirenaica meridional es una zona de masas despegadas formadas por materiales secundarios y terciarios. El despegue del basamento se efectuó a nivel del Keuper, moviéndose dichas masas hacia el Sur y emplazándose en diferentes momentos del Eoceno. Durante el Eoceno superior tienen lugar la fase paroxisml en esta zona (discordancia pirenaica). Se formaron pliegues de orientación E-W y se desarrolló esquistosidad de plano axial acompañando al movimiento y emplazamiento de una de estas masas despegadas (Manto de Gavarnie). Una extensa faja de terrenos terciarios plegados bordea la zona de unidades autóctonas, formando el antepaís entre los materiales escasamente deformados del centro de la Cuenca del Ebro y las masas autóctonas surpirenaicas.

La historia geológica de los Pirineos ha estado controlada por los movimientos relativos de las Placas Ibérica y Europea a ambos lados de las fallas de la zona nordpirenaica (CHOUKROUNE y SEGURET, 1973; DEWEY et al., 1973).

Otra importante unidad estructural que limita la cuenca del Ebro es la Cordillera Ibérica. Según JULIVERT et al. (1974) constituye un ejemplo de cordillera de tipo intermedio: de zócalo y cobertera. El zócalo lo constituyen rocas precámbricas y paleozoicas y la cobertera está formada por materiales mesozoicos y paleógenos; la deformación principal tiene lugar durante el Oligoceno (discordancia pre-aquitaniense), observándose la serie paleógena plegada conjuntamente con la mesozoica infrayacente. Finalmente ha sufrido una tectónica de fractura de tipo distensivo durante el Neógeno, similar a la que se presenta en los Catalánides y otras áreas del Mediterráneo occidental.

2.2. LOS CATALANIDES: CONSTITUCION Y ESTRUCTURA EN EL SECTOR ESTUDIADO:

Los Catalánides, o Cordilleras Costeras Catalanas, en su sector central pueden dividirse en tres grandes unidades de orientación NE-SW, paralelas a la costa: La Cordillera Prelitoral, la depresión intermedia del Vallés-Penedés y la Cordillera Litoral. La depresión intermedia se formó durante la fase disten-



Basado en:

CHORKROUNE y SEURET (1973)
 ALVAREZ (1972, 1976)
 SOLÉ SUGRAÑES (1977)

Fig.2

sava neógena que afectó al Mediterráneo occidental, originándose en el antiguo Bloque del Vallés-Penedés una fosa tectónica limitada por fallas directas de las cuales la que limita la depresión por NNW posee un salto mucho mayor que la limitante por el SSE.

La figura 3 muestra las diferentes unidades que constituyen los Catalánes en la zona objeto de este estudio. Desde el Congost hasta el Anoia, la Cordillera Prelitoral en sentido estricto (FONTBOTE, 1954) separa los materiales paleógenos de la Cuenca del Ebro y los neógenos (*) de la fosa del Vallés-Penedés: a partir del Anoia hacia el SW, queda relevada por el borde suroriental del Bloque del Gaia. Entre el Macizo del Gaia y el de Priorato-Prades, la estructura de Cordillera queda representada por la Serra de Miramar. LLOPIS (1947) llama la atención sobre el hecho de que en algunos casos los relieves de la Cordillera Prelitoral se corresponden con estructuras de plegamiento (concepto estructural) y en otros casos (Bloque de Prades, Bloque del Gaia), se corresponden con estructuras tabulares o bien onduladas, debiendo tomarse en tal caso el nombre de cordillera Prelitoral en su sentido morfológico.

E Expuesta así la Cordillera Prelitoral aparece en dicho sector formada por una serie de bloques de constitución y estructura diferentes, limitados entre sí por fallas transversales (Falla del SW de Montserrat, Falla del Anoia, Falla de Pont d'Armentera, desgarre del Francolí).

Entre el río Ripoll y la zona de Els Brucs la estructura de la Cordillera en sentido estricto corresponde al movimiento en compresión de dos bloques, que ha originado una falla inversa de superficie muy tendida en la que el zócalo paleozoico se ha comportado de un modo rígido, correspondiendo la zona de cobertura triásica plegada al bloque hundido (FONTBOTE, 1954). Al SE, la Cordillera queda limitada por la falla del NW del Vallés. La lámina V muestra una serie de cortes de la zona Collbató-Castellat del Vallés que muestran la complejidad y diferencias de detalle de las estructuras resultantes correspondiendo, encambio, a un tipo de movimientos sencillos.

En la zona entre els Brucs y el Anoia (Els Mollons) la estructura de la Cordillera es idéntica a la del sector Llobregat-Ripoll. En la zona de Els Mollons ha quedado fosilizado parte del bloque levantado, con una estructura semejante a la Serra de Les Pedritxes. La zona de cabalgamiento de Els Mollons está flanqueada por dos fallas de desgarre: la más oriental se localiza en el flanco SW de Montserrat, la occidental, a lo largo del Anoia. En ambos casos el carácter de falla de componente horizontal queda probado por la torsión de los materiales de los bloques adyacentes: triásicos de Collbató y eocenos de la zona de la Poble de Claramunt. En el caso del accidente al SW de Montserrat la torsión indicaría una falla dextrógira, mientras que en el Anoia indicaría un desgarre levógiro. El problema surge alla hora de deducir la edad de dichos desgarres y su mútua relación.

Al SW del Anoia, la Cordillera Prelitoral en sentido estricto queda limitada a la zona comprendida entre el río Anoia y Sant Quintí de Mediona, extinguiéndose hacia el SW (FONTBOTE, 1954). Este sector de la Cordillera aparece adosado al Bloque del Gaia, que en esta ocasión es el bloque "hundido". Para LLOPIS (1947) el Bloque del Gaia queda limitado por el SW por la falla de Salmella-Aiguaviva y en el borde SE por la falla septentrional del Penedés. Este autor señala que es un caso semejante al de la mesa de Prades, es decir, "un país tabular con tectónica eminentemente de tipo germánico con una cobertura eocénica que es continuación de los materiales que en esta zona rellenan la depresión del Ebro" (LLOPIS, 1947, pp225). Además señala que nada recuerda, en estructura ni en forma a las alineaciones de Miramar y de Llaberia y que, como en Prades, se trataría de un fragmento de la Depresión del Ebro elevado hasta la situación topográfica actual. Las formas de relieve debidas a plegamiento las refiere a la zona del Montmell.

La estructura de la zona de Els Brucs-Mollons-Bloque del Gaia queda reflejada en los cortes de la lámina VI. El Bloque del Gaia corresponde a unas es-

(8) Recientemente (ANADON y VILLALTA, 1975) se ha comprobado la existencia de niveles oligocenos (stampiensis) en la zona de Campins, Vallés Oriental.

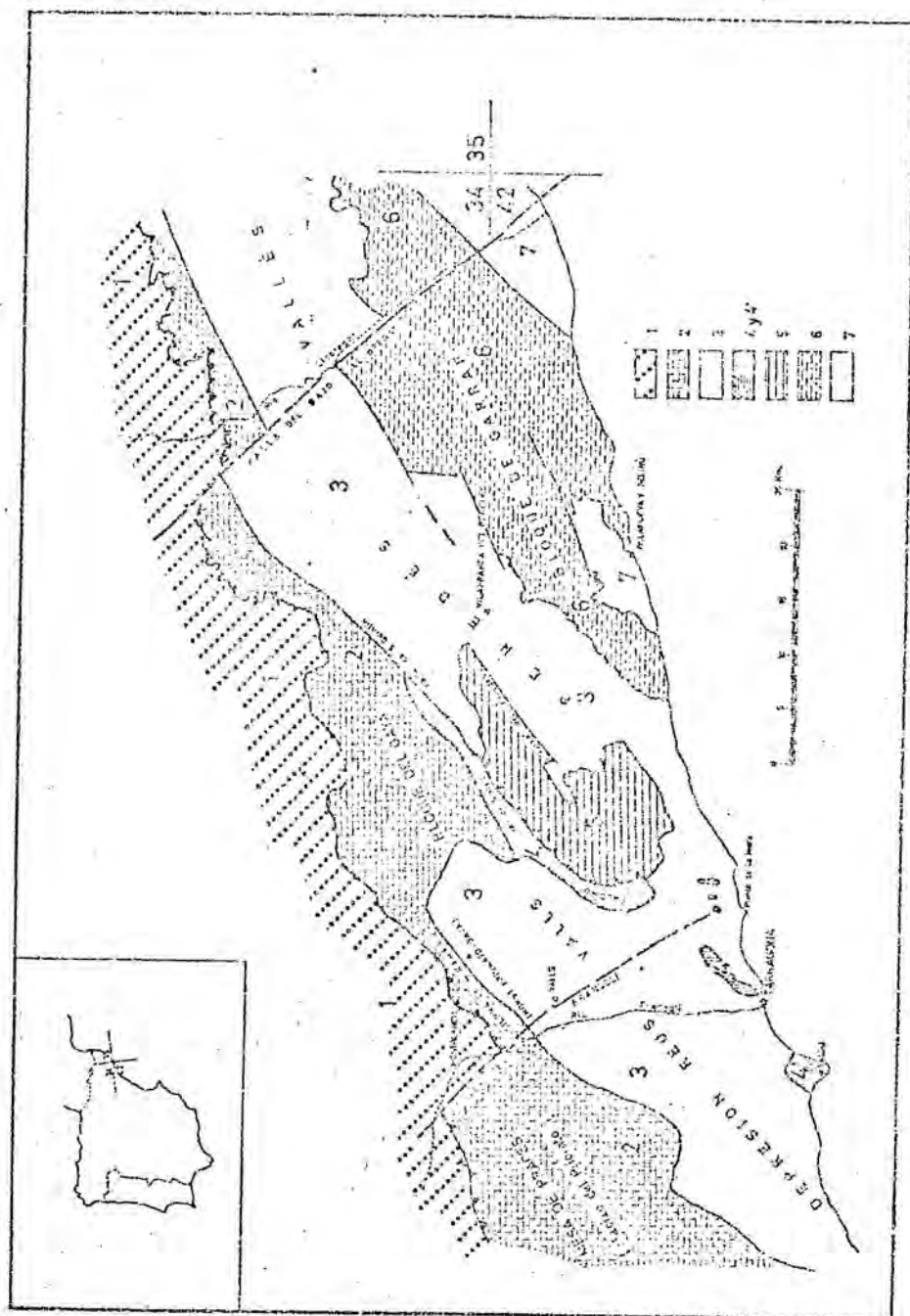


Fig.- 3 : Esquema de las unidades morfoestructurales del sector central de los Catalánides. (Basado en los esquemas de las Hojas 319, 319, 319, 319 y 319 del Mapa Geológico de España (Escala 1:500,000). 1 = Depresión Prelitoral, 2 = Cordillera Prelitoral, 3 = Depresión Prelitoral, 4 = Alto Periférico de Montaña, 5 = "Tand" Tarragona-Salida, 6 = Depresión Litoral, 7 = Depresión Exterior.

Fig.- 3 : Esquema de los Catalánides en parte del área estudiada. Según ESTEBAN y SANTANACH (1974 a)

estructuras sencillas de pliegues de flancos fallados verticales que en nada recuerdan las formas estructurales de la Cordillera en el área de Nollható-Castellar del Vallés.

La falla de Salmella-Aiguaviva limita el Bloque del Gaia del bloque de la Serra de Miramar, donde las estructuras son las propias de la Cordillera Prelitoral, pero con una alineación en relevo respecto a la Cordillera en la zona de Sant Quintí-L'Anoia (FONTBOTÉ, 1954). El desgarre del Francolí vuelve a limitar la estructura de la Cordillera de la Sierra de Miramar con respecto al Bloque de Prades cuyo significado es el mismo que el del Gaia (LLOPIS, 1947)

2.3. LA CUENCA DEL EBRO.

2.3.1.- GENERALIDADES :

La Cuenca del Ebro, de forma triangular, está limitada al N. por los Pirineos, al E y SE por los Catalánides, y por la Cordillera Ibérica al S y SW. Posee un relleno de materiales terciarios, aflorando los más antiguos (paleógenos) en los bordes; los más modernos (Miocenos y pliocenos) ocupan la parte central de la Cuenca. En parte de la zona Norte, la sedimentación fue continua desde el Cretácico superior, presentándose las clásicas facies garumnenses. En las demás zonas, los materiales terciarios se presentan en disconformidad o en discordancia angular sobre materiales de muy diversas edades.

Los materiales que rellenan la Cuenca del Ebro están intensamente deformados en los bordes de la misma, presentándose subhorizontales hacia el centro. No obstante, en el área central catalana, aparecen pliegues diapíricos. Estos, que afectan fundamentalmente a los niveles salinos del Eoceno superior y a su cobertera, parecen corresponderse en profundidad con fracturas de zócalo. Los niveles infrasalinos, en cambio aparecen únicamente con suaves ondulaciones (RIBA, 1975).

Los materiales de edad Eocena que afloran en la parte N y NE de la cuenca son de origen marino y continental, siendo los pertenecientes a otras áreas de origen continental exclusivamente. La cuenca presenta un relleno disimétrico, alcanzándose los mayores espesores al pie de los Pirineos (JULIVERT et al., 1974; RIBA, 1975). En los bordes de la cuenca abundan las grandes masas conglomeráticas correspondientes a la sedimentación molásica (VAN HOUTEN, 1974), carácter que se pierde hacia el centro de la Cuenca.

La Cuenca del Ebro, ha ido reduciendo su extensión a lo largo del Terciario, constituyendo una cuenca de tipo restrictivo; así, durante el Paleoceno y Eoceno los bordes de la Cuenca sobrepasaban los límites de afloramientos actuales de los materiales correspondientes a estos pisos (tanto de origen marino como continental), mientras que durante el Mioceno los bordes quedaban ceñidos probablemente a las proximidades de las alineaciones montañosas actuales que circundan la Cuenca del Ebro, una vez emplazadas las masas despegadas y mantos. Así pues, para el Paleoceno y Eoceno, los bordes de la Cuenca no coinciden con los bordes de afloramientos actuales de sus materiales, pudiéndose distinguir a este respecto dos conceptos de Cuenca del Ebro: el paleogeográfico y el geomorfológico, ambos conceptos deben tenerse en cuenta al intentar efectuar una reconstrucción histórica de la evolución sedimentológica y ambiental de la Cuenca. Como trabajos de síntesis publicados sobre la Estratigrafía del Terciario de la Cuenca del Ebro en su parte catalana, cabe mencionar los de RIBA (1967); FERRER et al. (1968), GARRIDO y RIOS (1972), ROSELL et al. (1973) y ROSELL y ROBLES (1975).

2.3.2.- EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO ENTRE LOS RIOS GAIA Y RIPOLL.

Hasta aquí se ha pasado revista a las diferentes unidades que intervienen en la configuración geológica de la Cuenca del Ebro y del área estudiada en particular. El borde oriental de la Cuenca del Ebro adosado a la Cordillera Prelitoral es el marco donde tiene lugar la deposición de los materiales que constituyen el objeto de este estudio. Se ha creído oportuno hacer hincapié en la distin-

ción de dos conceptos diferentes de borde de cuenca. Por una parte, el área estudiada queda integrada en el borde de afloramientos de los materiales terciarios que rellenan la depresión o Cuenca del Ebro. Por otra, los materiales que se depositaron en esta zona estaban próximos al borde de sedimentación de dicha cuenca, que ha evolucionado y ocupado diferentes posiciones a lo largo de los tiempos geológicos. El macizo limitante de la parte oriental de la Cuenca del Ebro durante el Paleógeno fue el Macizo Casalán, que probablemente formó parte de uno más extenso (Pireno-Corso-Sardo de STANLEY y MUTTI, 1968). En algunas ocasiones coinciden los diferentes tipos de borde de Cuenca expresados, es decir el borde de afloramiento actual con el límite aproximado del área de sedimentación paleógena, pero en otros casos esto no ocurre así.

Desde este punto de vista, en el área estudiada se han diferenciado dos zonas principales separadas por el área del cabalgamiento de Els Brucs-Els Mollons: Área de Igualada y área de Montserrat-Sant Llorenç del Munt. El área de Igualada comprende el bloque del Gaia, que posee un recubrimiento de materiales paleógenos basales plegados y parcialmente erosionados, y una franja adosada a él por el NW constituida por materiales estratigráficamente superiores a los que se encuentran en el bloque del Gaia y basculados hacia el centro de la cuenca (Grupo de Santa Maria y tramos superiores de la Fm. Pontils de FERRER, 1971). El borde de cuenca durante el Eoceno inferior y el medio estaría localizado en las inmediaciones del accidente de Sant Quintí, o en zonas próximas situadas en lo que posteriormente devendrá fosa del Penedés. La existencia de facies no proximales sobre el Bloque del Gaia y adosadas a la Sierra de Miramar durante esta época, nos localiza estas áreas en zonas interiores de la cuenca con respecto a sus bordes. En cambio, en la zona de Vallespinosa-Prenafeta, al oeste del área estudiada, el dispositivo de los conglomerados de Sant Miquel-Valldosera (con discordancia progresiva sannoisiense (BENZAQUEN et al., 1973 a) y los datos sedimentológicos deducibles sugieren la idea de que durante el Oligoceno el borde de cuenca estuvo localizado en las inmediaciones del actual borde NW del Bloque del Gaia. El levantamiento del Bloque del Gaia, cuyo flanco NW, así como posiblemente la alineación de la Sierra de Miramar se constituyen en el nuevo borde de cuenca, crea una situación restrictiva, en este sector, de la cuenca oligocena con respecto a la cuenca eocena. En el

En el área de Montserrat no se encuentra un bloque intermedio del tipo del que constituye el del Gaia. Todo hace pensar (Cap. III-2) que el borde durante el Eoceno estaba localizado en las inmediaciones de la actual falla del NW del Vallés. Durante el Oligoceno el borde de la Cuenca estaría localizado siguiendo la alineación del borde NW del Bloque del Gaia probablemente interrumpido en la zona de Sant Jeroni (Montserrat).

Para épocas anteriores al Ilerdiense es difícil precisar la localización o aun la existencia de un "borde de Cuenca del Ebro" en esta área, debido a que al SE del accidente de Mediona han quedado vestigios de materiales de edad posiblemente thanetiense. A todo esto cabe añadir la presencia de materiales paleocenos marinos en Salou y Llaberia (BENZAQUEN y otros, 1973 d). El hecho de que en dichas zonas se encuentren materiales de facies "garumnienses", en relación con materiales del Cretácico superior y las áreas más subsidentes de la cuenca cretácica (ESTEBAN y ROBLES, 1976) hace pensar, como hipótesis de trabajo, que hasta el Thanetiense los materiales cretácicos y paleocenos marinos de la provincia de Tarragona se depositaron en una cuenca posiblemente limitada por la alineación del accidente de Mediona por el NW (correspondiendo al borde de un "macizo del Ebro") y esta situación se invierte a partir del Thanetiense con la delimitación de un "borde de cuenca del Ebro" (*). Es decir que los materiales paleocenos marinos (Montiense-Thanetiense?) de Salou-Llaberia corresponderían a un

(*) Idea sugerida en ASHAUER y TEICHMULLER (1935)

"ciclo " sedimentario diferente al del que participan los materiales paleocenos del bloque del Gaia. Durante el Thanetiense se asistía a una situación en la que la deposición se efectuaría en amplias zonas con diferenciación de pequeñas cubetas y cuyo registro se extiende más allá de los posteriores bordes de la Cuenca del Ebro cuyo inicio de delimitación en este área tiene lugar probablemente durante el Thanetiense superior.

En la delimitación de los bordes de cuenca se ha hecho notar la influencia de las alineaciones estructurales "catalánides". Las fracturas transversales a esta alineación delimitarían posiblemente "entrantes" de dichos bordes. La importancia de estos accidentes transversales posee una relevancia mayor si se hace notar que los niveles marinos biarriztienses quedan interrumpidos y no sobrepasan hacia el Sur a la prolongación del sistema transversal de fallas de Pont d'Armentera y que los niveles ilerdienses marinos no se encuentran al SW de la alineación del Francolí, no habiendo sido atravesados por el sondeo de Senant(ESSO)

2.4.- LA SEDIMENTACION MOLASICA EN EL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO.

Como se ha referido en el apartado anterior, a partir del Thanetiense tiene lugar la individualización del borde de cuenca con el inicio del levantamiento del Macizo Catalán con respecto a la Cuenca del Ebro, con un desarrollo similar en el Pirineo (PUIGDEFABREGAS, 1975, p.16). En este borde tiene lugar la deposición de potentes series molásicas que gradan a materiales de granulometría más fina y depósitos carbonatados y evaporíticos hacia el interior de la cuenca. Este levantamiento, más que de un bloque monolítico, se ha producido en un conjunto de bloques limitados por fracturas de zócalo que han rejugado de forma diferente y a menudo en épocas diferentes, creando un sistema de bordes con una historia evolutiva compleja de la sedimentación molásica localizada junto a estos bordes activos. En este dispositivo tienen lugar en esta area transgresiones durante el Ilerdiense y el Biarritziense que marcan la base de dos tramos marinos intercalados, mientras que en las áreas adosadas más al borde la sedimentación continental es continua durante el Paleógeno.

La sedimentación en el bloque del Gaia y borde NW del mismo durante el Eoceno correspondería a una situación de "interior de cuenca", mientras en la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt la sedimentación puede interpretarse como correspondiente a una tectofacies de tipo molásico adosada a un bloque móvil. En el Eoceno superior-Oligoceno inferior, la situación se modifica, y las formaciones molásicas sannoisienses nos indican un borde situado en la alineación Serra de Miramar-Carme-Pobla de Claramunt y su prolongación hacia el NE. Los conglomerados de Sant Jeroni (Montserrat) probablemente tendrían la significación de facies de "cañón" encajado en los bordes de cuenca para dicha época.

3.- ANTECEDENTES.

Han sido numerosos los autores que se han ocupado, desde diferentes puntos de vista del área objeto de este estudio. Sería prolijo enumerarlos a todos, por lo que se seguirá el criterio de citar aquellos que aportan nuevos datos o de interés, sobre todo en lo que a estratigrafía y sedimentología de los materiales paleógenos se refiere, así como respecto a la estructura de la Cordillera Prelitoral.

Los primeros trabajos de interés sobre los materiales paleógenos continúan tales basales de la zona se deben a VEZIAN (1957), quien distingue una serie detrítica inferior sin fósiles en la zona de Carme y al pie de Montserrat y un segundo tramo con fósiles marinos; además distingue tres tramos más dentro del Núm. mulítico. ALMERA en 1880 publica su primer trabajo sobre Montserrat, proporcionando descripciones regionales y litológicas de cierto detalle, explicando los cortes de Collbató y La Puda, y asignando una edad "garumniense" a los niveles basales de la Cuenca del Ebro.

CAREZ (1881) y MAURETA y THOS (1881), hacen descripciones regionales generales de gran valor, coincidiendo aproximadamente con las divisiones de VEZIAN sobre el Paleógeno. En los años siguientes, ALMERA (1884, 1903), y BOFILL (1891) publican trabajos sobre la zona de Montserrat, mostrando el primero de estos autores un corte bastante completo de la montaña. VIDAL (1919) habla de la existencia de un "Macizo Mediterráneo" durante el Eoceno en su trabajo dedicado a Montserrat.

Durante los años veinte y treinta proliferaron los trabajos sobre las áreas próximas al Vallés occidental; de esta época son interesantes de destacar los de PALET (1921), que cita las escamas cabalgantes de materiales paleozoicos de Sant Llorenç del Munt efectuando además descripciones litológicas de los conglomerados eocenos. ELIAS (1921) proporciona datos sobre la estratigrafía de los materiales de la Cordillera Prelitoral, citando además el "Nivel de Bulimus". En esta época además aparecen trabajos que tratan aspectos estratigráficos y tectónicos parciales, como los de SOLÀ (1923), ELIAS (1923, 1924) y FAURA i SANS (1926). En 1931 PALET publica varios cortes de la Cordillera Prelitoral desde Collbató a Sant Feliu del Racó, señalando además el cabalgamiento de materiales paleozoicos y las escamas de materiales triásicos de la zona de Rocas Blancas (región de Pobla de Claramunt-Els Brucs). Cabe añadir a esta etapa el trabajo de DARDER (1932). A estos estudios siguen los de BATALLER (1932), ELIAS (1932), SIERRA (1933) y CHEVALIER (1934), que versan sobre el área de Montserrat principalmente.

Con MASACHS (1942) se inaugura una etapa en la que florecen los trabajos de cierta envergadura sobre el Paleógeno del borde de la Cuenca del Ebro en el área objeto de este estudio: LLOPIS y MASACHS (1943), sobre las facies conglomeráticas de Montserrat y Sant Llorenç del Munt; LLOPIS (1947), ALVARADO, SAN MIGUEL y BATALLER (1947), y ALMELA y LLOPIS, (1947).

Los primeros estudios modernos sobre foraminíferos eocénicos de la región se deben a RUIZ DE GAONA y COLOM (1950) y RUIZ DE GAONA (1952), señalando este último la ausencia de Luteciense medio marino en el área, idea que había sido mantenida hasta esa época desde los trabajos de ALMERA. Con posterioridad a estos estudios, aparecen importantes trabajos sobre el área de Igualada-Montblanc: ALMELA y RIOS (1953, 1954), JULIVERT (1954, 1955), ALMELA, RIOS, SOLÉ y DARDER (1956), GARCIA RODRIGO (1957) y de Manresa (LARRAGAN y MASACHS, 1956).

Con el trabajo de HOTTINGER (1960) sobre las alveolinas del Paleoceno y Eoceno se abre una nueva etapa al proponer una subdivisión estratigráfica diferente a la de los autores precedentes y adoptando unas divisiones cronoestratigráficas nuevas. A partir de esta época han aparecido una serie de trabajos interesantes tanto desde el aspecto litoestratigráfico como bio y cronoestratigráfico; así son de destacar los de KROMM (1961, 1967), VIA (1966, 1969), ROSELL, JULIA y FERRER (1966), RIBA (1967), FERRER (1969), FERRER, ROSENDI y BREGUANT (1968) y PLAZIAT (1968).

La publicación de la tesis doctoral de FERRER (1971) constituye una aportación muy importante al conocimiento de la estratigrafía del Paleoceno y del Eo-

ceno del área, sobre todo en la zona de Igualada, siendo destacar la aportación bioestratigráfica y cronoestratigráfica de dicho trabajo. ESTEBAN (1972 a) ofrece datos interesantes sobre los niveles basales paleógenos, señalando la presencia de caliche fósil en varios puntos de la zona.

MASRIERA (1973) aporta datos sobre la constitución litológica de los materiales del área del Llobregat, especialmente sobre la mineralogía de la fracción arcillosa.

PLAZIAT (1973) publica interesantes datos sobre la constitución del "Nivel de Bálmus", discutiendo la edad de dicho nivel y su distribución.

VAN HOUTEN (1974) en un trabajo general sobre secuencias molásicas terciarias europeas compara la sedimentación del borde oriental de la Cuenca del Ebro con otras series molásicas de la misma cuenca. ANADON y MARZO (1975) aportan datos sedimentológicos sobre los materiales paleógenos del área de Montserrat. Recientemente ROSELL y ROBLES (1975) presentan un intento de correlación del Paleógeno marino de Cataluña.

A partir de 1972 han empezado a publicarse las nuevas hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, en su segunda serie (Plan Magna), habiendo aparecido hasta la fecha la casi totalidad de las Hojas que cubren el área objeto de este estudio.

De lo observado anteriormente se deduce que no abundan los trabajos sedimentológicos y de interpretación paleoambiental, y que en general, los materiales de origen continental han sido menos estudiados que los de origen marino.

4.- METODOLOGIA.

La Metodología empleada en el desarrollo de los trabajos conducentes a la elaboración de esta memoria no ha sido única ni uniforme.

Partiendo de unas ideas iniciales sobre lo que debía ser este trabajo y el planteamiento general de la obra, se comenzó por una fase de gabinete en que se analizaron los estudio previos efectuados por otros autores sobre la zona oriental de la Cuenca del Ebro. Además en esta fase previa se efectuaron numerosas lecturas de trabajos sobre medios sedimentarios haciendo especial énfasis a los que trataban sobre ambientes continentales, a fin de adquirir más nociones y métodos de estudio sobre materiales depositados en dichos medios. Estas lecturas, que se han continuado a medida que se avanzaba en otros aspectos de la tesis, y la consulta con especialistas han contribuido a configurar las características de la obra que aquí se presenta.

En una segunda fase, caracterizada por la predominancia de los trabajos de campo, se ha intentado obtener un conocimiento de la estratigrafía del Paleógeno, en sus facies continentales, del área en cuestión. Un primer paso ha sido la medida de series y confección de perfiles estratigráficos en los que el método fundamental empleado ha sido la medida directa mediante la vara de Jacob y la cinta métrica. En lo que a la cartografía se refiere, hay que hacer notar que las hojas a escala 1:50.000 (plan MAGNA) de casi la totalidad del área estudiada han sido publicadas. La cartografía publicada aquí se ha basado en parte en dichos mapas, repasándose en el campo los contactos y efectuándose una verdadera labor cartográfica, apoyada en el estudio de la fotografía aérea, únicamente en aquellos casos en que los mapas publicados no ofrecían equiparación entre las unidades en ellos distinguidos y las que se muestran en este trabajo. Al finalizar esta fase se han obtenido los datos suficientes para establecer una serie de unidades estratigráficas sobre las que poder efectuar un estudio a fondo de los problemas concretos.

Posteriormente se han efectuado los trabajos específicos de laboratorio, campo y gabinete en cada unidad distinguida, empleando en el estudio de cada una de ellas la metodología más apropiada. Con respecto a las muestras más coherentes recogidas en las fases anteriores se han efectuado estudios de láminas delgadas y secciones pulidas. Estas se han revelado particularmente eficaces en el tratamiento de problemas sedimentológicos de carbonatos de origen continental, en muchos casos más que las láminas delgadas. Los análisis de rayos X, aparte de su utilización en la determinación mineralógica de la fracción arcillosa de las muestras poco coherentes, han sido de gran utilidad en la distinción, a veces de las dolomías, sobre todo de la Fm. Valldeperes. Otros análisis de laboratorio efectuados han sido el de contenido en carbonatos de las muestras, y es estudio, en problemas muy concretos, de algunas de ellas mediante el microscopio electrónico de barrido.

Las muestras de lutitas y margas han sido sistemáticamente disgregadas y tamizadas a fin de estudiar sus componentes de tamaño arena o superior y de separar los fósiles que contienen.

Con todos estos trabajos se han obtenido las bases para la interpretación sedimentológica y paleoambiental de los materiales depositados durante el Paleógeno inferior en el área estudiada. Estas interpretaciones, así como otros resultados obtenidos se han recopilado en esta memoria, a la que se ha procurado dar las dimensiones físicas más reducidas posibles.

Hay que hacer constar que aunque el título de este trabajo hace pensar que únicamente se han efectuado estudios sobre los materiales de origen continental, aquellos se han tenido que extender forzosamente a los depositados en ambientes marinos y de transición, a fin de completar la visión general del Paleógeno inferior de estas áreas y poseer datos adicionales para la reconstrucción de la evolución paleogeográfica y ambiental del área durante el Terciario inferior.

Por último respecto a la Bibliografía únicamente han sido compilados los trabajos mencionados específicamente en el texto y del modo más breve posible, variando el tipo de cita en cada uno de ellos, en función de la brevedad y claridad de las mismas.

II

ESTRATIGRAFIA

1.- ADVERTENCIAS PRELIMINARES

En este capítulo se pretende abordar, dentro de las limitaciones lógicas de un trabajo de esta naturaleza, el estudio de los materiales paleógenos anteriores a la transgresión biarritzziense en el sector delimitado, desde diversos puntos de vista: constitución litológica, contenido paleobiológico, génesis ambiental, relaciones entre ellos, etc.

Un estudio de las características que aquí se proponen, necesita de una división en unidades para un estudio más sistemático. Así pues, uno de los primeros objetivos será la división de los materiales paleógenos abordados, en unidades estratigráficas.

La metodología empleada en el estudio de los materiales se ha basado en general, en la confección de perfiles estratigráficos como base para una diferenciación en unidades estratigráficas. Estos perfiles han sido convenientemente muestreados con el fin de caracterizar mejor tanto los propios materiales como su contenido paleobiológico.

Se ha procedido asimismo a la confección de cortes intermedios entre los perfiles maestros, que junto con la elaboración de cartografías de ciertas áreas han ayudado a la delimitación de la geometría de las unidades litoestratigráficas.

En esta memoria, se ha creído oportuno no incluir la descripción exhaustiva de todos los perfiles estratigráficos. El gran volumen físico que representan dichas descripciones puede ser, en parte, sustituido por una representación gráfica apropiada en columnas que contengan el máximo de información posible.

Las láminas I y II contienen los perfiles estratigráficos maestros sobre los que se ha basado la división litoestratigráfica que se propone a continuación. Esta información viene complementada con perfiles incluidos en el tratamiento de las diferentes unidades litoestratigráficas y con la descripción detallada, en las mismas, de tramos parciales de dichos perfiles maestros.

En la descripción de las unidades litoestratigráficas formales, se ha intentado combinar los aspectos de su definición formal con un tratamiento más a fondo de los aspectos sedimentológicos que es el objetivo primordial de este trabajo. Así cada unidad litoestratigráfica formal ha sido desarrollada teniendo en cuenta, entre otros aspectos, los requisitos para su establecimiento formal, aun cuando el orden seguido en su exposición ha sido el que se ha considerado más oportuno para los objetivos buscados. Respecto a las unidades litoestratigráficas informales, se ha procurado seguir un esquema similar en su tratamiento.

2.- LITOSTRATIGRAFIA

2.1.- GENERALIDADES. CRITERIOS EMPLEADOS

En base a los perfiles maestros representados en las láminas I y II se ha creído oportuno subdividir los materiales paleógenos anteriores a la transgresión biarritziense en el sector estudiado en una serie de unidades litoestratigráficas, representadas en las figs. 4 y 5, y que merecen cierto comentario. Estas unidades litoestratigráficas, además presentan al carácter de coincidir aproximadamente con la idea de "sistemas deposicionales", definidos como unidades sedimentarias distintas, compuestas por asociaciones de facies con marcada consanguinidad en términos ambientales (FISHER & MAGOWEN, 1967 en PALLI, 1972 y en MUTTI et al. 1972).

Con respecto a esta división en unidades, cabe tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- Se le asigna el rango de Formación al "Nivel de Mediona" (ROSELL, JULIA, FERRER (1966); FERRER, ROSELL, REGUANT (1968); FERRER (1971). Se incluya en esta formación el denominado "Nivel de Bulimus", por diversos autores en el área de Montserrat, de acuerdo con las normas de la I.S.S.C. (1976, p. 43).
- La Fm. Orpí (FERRER, 1971), queda suficientemente justificada en el trabajo de FERRER (1971).
- El empleo del término "Grupo Pontils" merece ciertas consideraciones. Aun cuando la definición formal de Fm. Pontils publicada no aparece hasta 1971, por J. FERRER, se hace mención de ella en los trabajos de ROSELL, JULIA, FERRER (1966) y FERRER, ROSELL y REGUANT (1968). En este último trabajo se aplica a todos los materiales de origen continental que quedan por debajo de los de origen marino de la Fm. Sta. María en todo el borde oriental de la depresión del Ebro, excluyendo los Conglomerados de Sant Llorenç del Munt. Los Conglomerados de Montserrat son dados como "equivalentes" de la Fm. Sta. María.

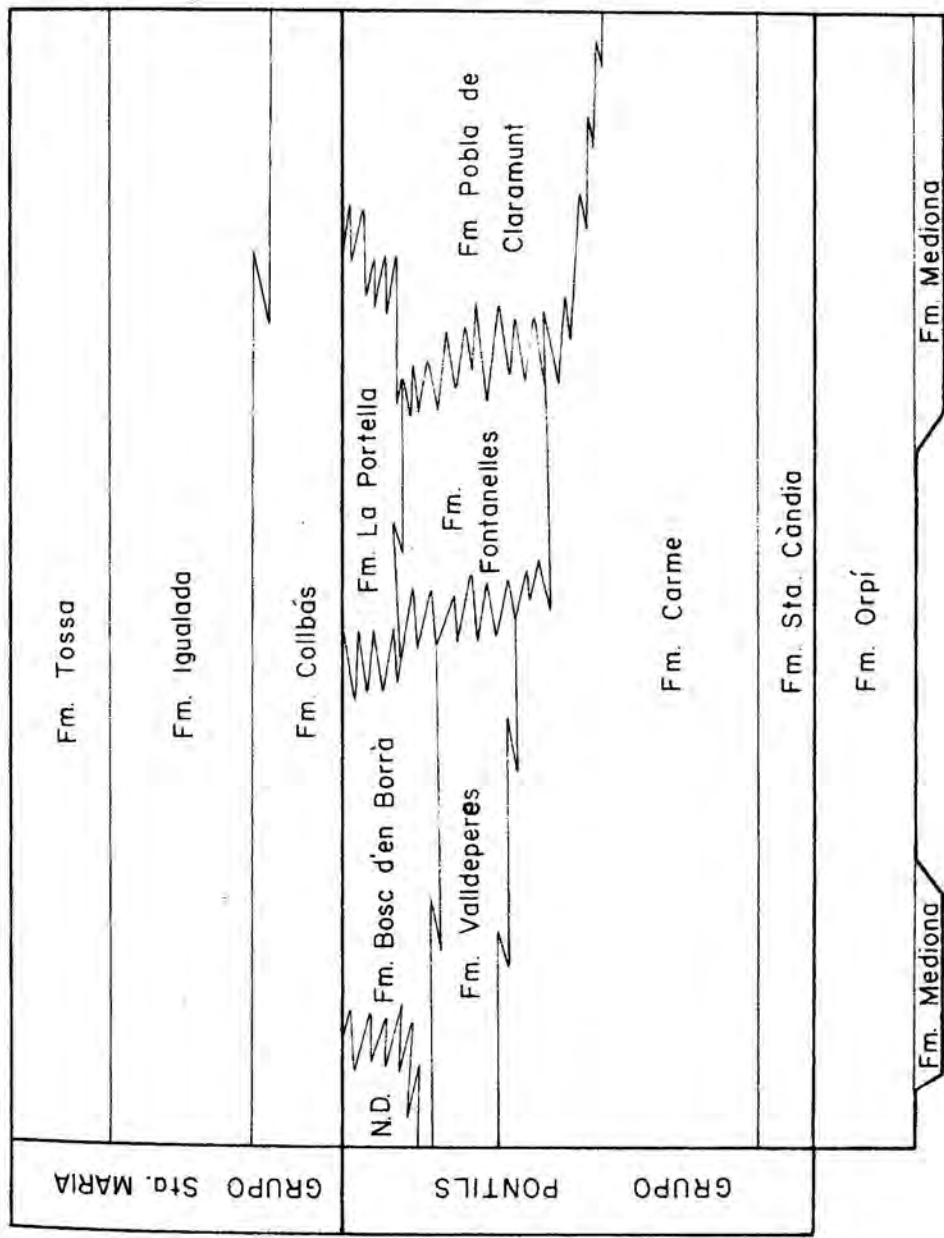
PALLI (1972) eleva el rango de la "Fm. Sta. María" a Grupo y aplica el nombre de Fm. Pontils, en el Emporda, para designar los materiales comprendidos entre la Fm. Orpí (o el basamento pre-paleógeno, en determinadas áreas) y los materiales del Grupo Sta. María, asignándole una distribución desde la zona de Pontils al Emporda como base del Paleógeno del borde del Sistema Mediterráneo.

Por otra parte, un estudio del área que comprende el estratotipo* de la Fm. Pontils publicado por FERRER, permite efectuar diferenciaciones litológicas importantes, que quedan confirmadas y aumentadas si se extienden dichos estudios al área de Igualada (Fig. 58 y lám. III). Estas diferenciaciones litológicas permiten establecer una serie de unidades litoestratigráficas que poseen el rango de Formación, y por ello, al definir las formalmente, aparece una disyuntiva respecto a la continuidad en el empleo del término Pontils para designar una unidad litoestratigráfica: o bien se abandona el término de "Formación Pontils" o, al dividirla en formaciones, se cambia de rango y se asigna el nombre de Pontils para el Grupo constituido por dichas formaciones.

La inclinación por la segunda opción presenta varias ventajas: a) Los materiales del Grupo Pontils poseen como característica común ser sedimentos predominantemente lutítico-arenosos con niveles de calizas y conglomerados subordinados, de origen continental caracterizado en el área de Igualada. b) Se respeta el carácter de unidad litoestratigráfica dado por los trabajos de FERRER (1967, 1971); FERRER, ROSELL y REGUANT (1968) y PALLI (1972) aun

* El corte estudiado por FERRER posee una buena parte de tramos cubiertos.

SW — — — — — NE



Subdivisión litoestratigráfica propuesta para el área de Igualada

Fig. 4

WSW

ENE

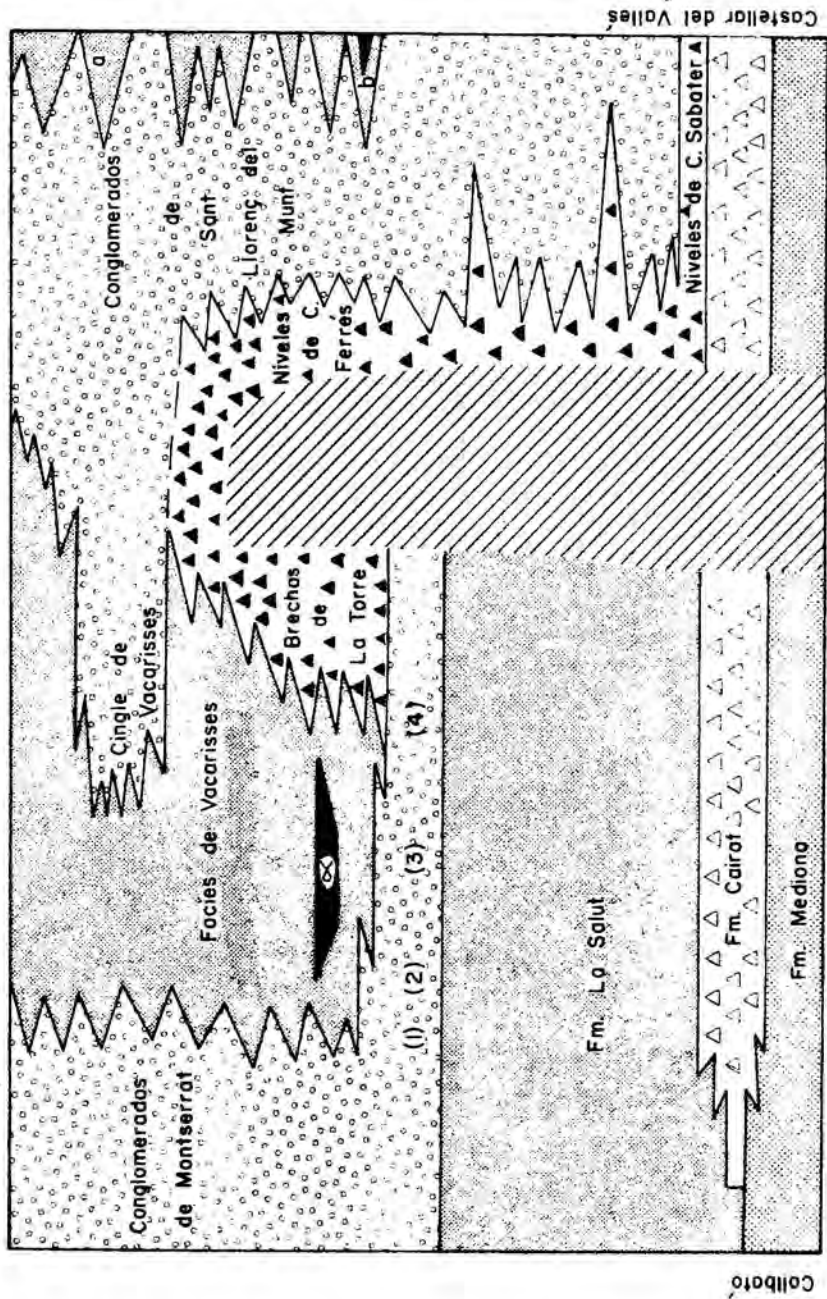


Fig. 5 Unidades litostrostratigráficas del área de Colibato-Castellor del Volles

cuando el presente trabajo se modifica la extensión areal atribuida a dicha unidad. c) Procura complicar lo menos posible la división litoestratigráfica ya existente.

Se ha creído pues, conveniente, proponer el rango de Grupo a la unidad litoestratigráfica que incluye los materiales paleógenos de origen continental de la sección de Pontils comprendidos entre la Fm. Orpí y la Fm. Collbàs del Grupo Sta. Maria y constituida en la sección de Pontils por las Formaciones Sta. Candia, Carme, Valldeperes y Bosc d'en Borràs. Se propone conservar el nombre de Pontils para designar dicho grupo, de acuerdo con el artículo 16 c del Código de Nomenclatura Estratigráfica (1961); con el artículo XI, párrafos B y D del Preliminary report on litostratigraphic units (1970) y con I.S.S.C. (1976, pág. 44).

El Grupo Pontils, en el área de Igualada, queda constituido por las siguientes unidades (Fig. 4):

Fm. Sta. Candia: lutitas versicolores, calizas y dolomías.

Fm. Carme: Lutitas rojas con escasos niveles poco potantes de yesos y arenisca.

Fm. Valldeperes: Yesos, dolomías y lutitas.

Fm. Bosc d'en Borràs: Calizas, lignitos y lutitas rojas.

Fm. Fontanelles: Lutitas versicolores, rojas predominantemente, y calizas en bancos delgados.

Fm. La Portella: areniscas grises y amarillentas, lutitas grises verdosas y rojas.

Fm. Pobla de Claramunt: Lutitas, areniscas y conglomerados

En la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, se ha creído conveniente no formalizar todas las unidades litoestratigráficas, debido a que en los propósitos de este trabajo, no entra efectuar un estudio completo de todas las formaciones de origen continental y de transición del borde de la Cuenca del Ebro, y se ha creído que sería prematuro definir demasiadas unidades litoestratigráficas formales hasta conocer con mayor profundidad los materiales, geometría y relaciones entre las diversas unidades. Es por ello que se ha limitado a tratarlas como unidades litoestratigráficas, pero sin definir las a todas formalmente ni asignarles un rango definitivo. Estas unidades han sido diferenciadas siguiendo criterios litológicos y deposicionales, aproximándose en parte, a lo que PUIGDEFABREGAS (1975) denomina "Facies" y, a otra escala a los "Grupos deposicionales" de MUTTI et al. (1972).

Probablemente será necesario asignar el rango de Grupo a los materiales continentales (conglomerados y areniscas) del borde oriental de la depresión del Ebro en el área del Llobregat, y que están conectados lateralmente con el Grupo Pontils y el Grupo Santa María (Conglomerados de Montserrat, Conglomerados de Sant Llorenç del Munt, Areniscas de Sant Llorenç Savall, etc.

Se ha considerado conveniente dividir la exposición en las descripción de dos áreas: Igualada y Montserrat-Sant Llorenç del Munt, en base a las diferencias notables entre los materiales de una y otra área, falta de continuidad cartográfica, y presencia del desgarre al SW de Montserrat.

2.2.- ZONA DE IGUALADA

2.2.1.- EL SUSTRATO: Se ha denominado zona de Igualada (mapa I) a la comprendida aproximadamente entre el río Anoia por el Este, el río Gaia por el Oeste, el accidente de Sant Quintí (véase el apartado I, 2.2.) por el Sur y la Sierra de Collbàs por el Norte, así como su prolongación por el SW.

La Fig. 4 muestra las formaciones que se han distinguido en esta área. Las formaciones Orpí y Mediona, cubren amplias zonas sobre el bloque del Gaia. Las formaciones Santa Candia y Carme, aunque se encuentran fundamentalmente a lo largo del borde norte del Bloque del Gaia, afloran asimismo en al-

gunas zonas del mismo. La Formación Bosc d'en Borrás y la Formación Valldeperes se localizan en la zona más oriental del borde norte del Bloque del Gaia. Las Formaciones Fontanelles y La Portella, se encuentran en la parte central de dicho borde norte, mientras la Formación Pobla de Claramunt se encuentra en la parte oriental del mismo (mapa II).

Las formaciones aquí enumeradas serán descritas en los subapartados siguientes, no obstante, se ha creído necesario describir algunas particularidades del sustrato, dada la estrecha conexión en el área de Igualada entre los materiales del sustrato, las bauxitas de la zona de La Llacuna-Aiguamurcia y las Formaciones Mediona y Orpí.

Los materiales paleógenos basales en este sector, se asientan sobre los materiales del Keuper y a veces sobre el Muschelkalk superior. La serie triásica en este sector, aparece generalmente más desarrollada que en el área de Collbató-Castellar del Vallés. Se remite al lector a los trabajos de SOLE et alt. (1956) y VIRGILI (1958) para descripciones detalladas de los materiales triásicos de este sector. Es de destacar que estos autores mencionan la presencia de unos bancos de calizas dolomíticas y dolomías de la parte superior del Keuper, que como se verá posteriormente, poseen una gran significación. Estos niveles han sido considerados por VIRGILI (1958) como Keuper superior, y así serán denominados en este trabajo. Destaca asimismo el gran espesor del Muschelkalk superior. En algunas localidades, aparecen niveles más o menos potentes de yesos en las facies Keuper. El paso de la facies carbonatada del Muschelkalk superior al Keuper, generalmente arcilloso, muy a menudo es gradual, ofreciendo dificultades para la separación cartográfica, como en el área de Montagut. En estos materiales de tránsito entre las calizas y dolomías del Muschelkalk superior y las típicas facies Keuper, se ha encontrado, en las proximidades de Esblada una fauna de peces triásicos, estando en la actualidad en fase de estudio.

En la zona de Vallespinosa, los materiales basales paleógenos, se disponen directamente sobre las dolomías del Muschelkalk superior. Desde el accidente de Juncosa-Sant Quintí de Mediona al SE (ESTEBAN, 1973) los escasos retazos de materiales paleógenos se asientan sobre una potente serie de dolomías y calizas con algunos niveles de margas, de edad jurásica y cretácica, que se asientan sobre la serie triásica.

Algunos autores confundieron los materiales arcillosos rojos que se encuentran por debajo de las calizas de la Formación Orpí en la zona de Montagut con materiales del Keuper. LLOPIS, 1947; SOLE en ALMELA, SOLE et alt. (1956) y SOLE et alt. (1956), los diferencian, señalando la posible identidad con el "nivel de Bulimus" de otras áreas. Como se verá posteriormente estos materiales han sido incluidos en la Formación Mediona.

Los materiales más antiguos del área de Igualada, afloran en las proximidades de Capellades; consisten en pizarras grises y verdosas, cuarcitas, y cloritoesquistos paleozoicos, intruidos por una masa granodiorítica que ha producido una pequeña zona de metamorfismo de contacto, en la que se encuentran micacitas nodulosas y cornubianitas. La masa granodiorítica aparece atravesada por diques de pórfidos graníticos, aplitas y pegmatites (ALVARADO et alt. 1947; PEON et alt. (1975); BENZAQUEN et alt. (1973)).

2.2.2.- LAS BAUXITAS DE LA REGION DE LA LLACUNA-AIGUAMURCIA: Desde el descubrimiento de bauxita en Roca Vidal (Marmella) por ALMERA (1900), han sido muy numerosos los autores que han tratado sobre los yacimientos de bauxita que se encuentran en la región de La Llacuna-Aiguamurcia (Bloque del Gaia). Entre todos estos autores, cabe citar por la importancia de sus trabajos:

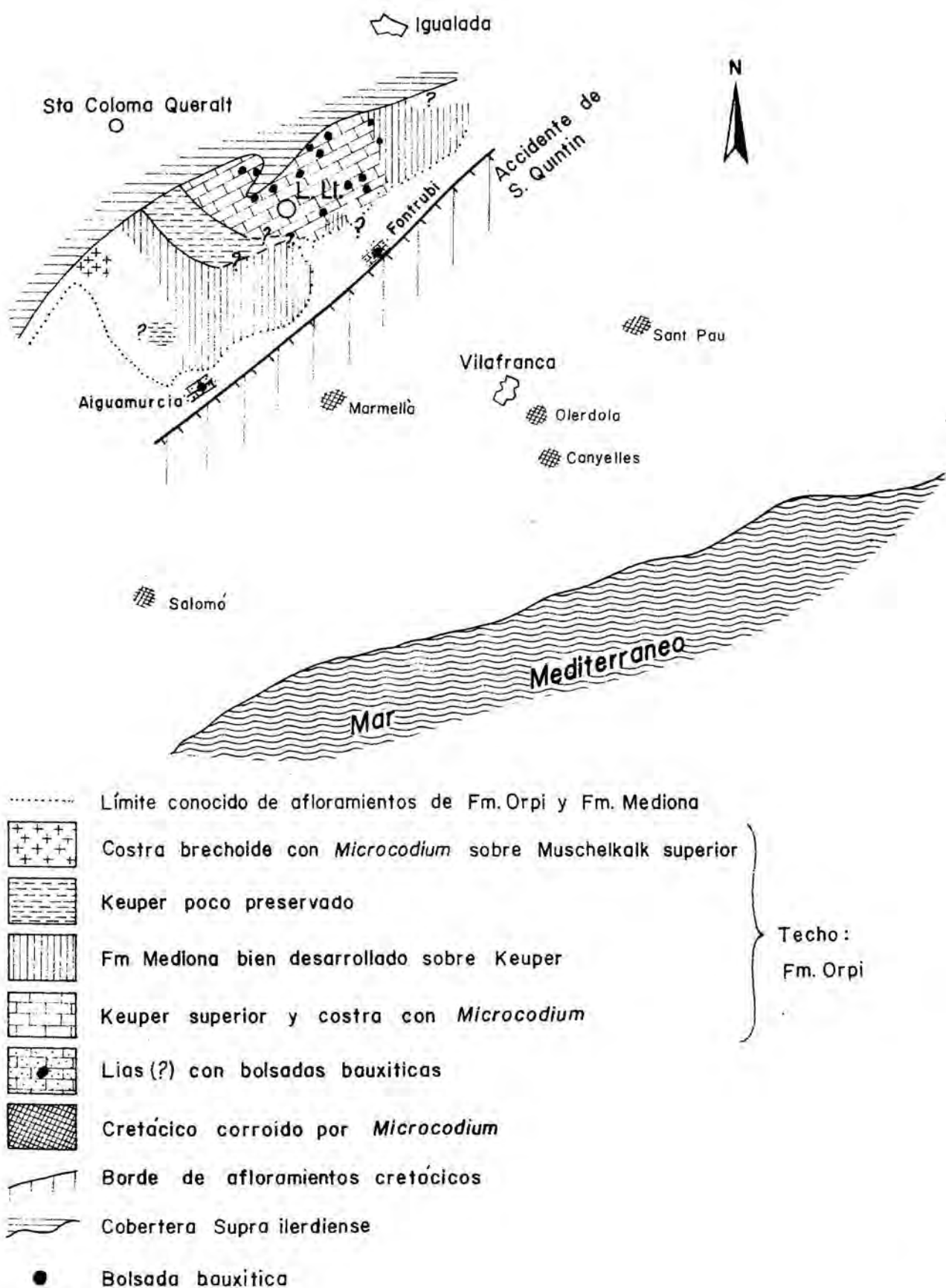


Fig.6 Mapa de sustratos de la Fm Orpí

BATALLER (1918), HERNANDEZ SAMPELAYO (1920), LAPPARENT (1950), CLOSAS (1954), SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1954), MOTTA y ROCH (1962), COMBES (1969) y ORDOÑEZ (1977). La posición estratigráfica y edad de estos depósitos ha sido bastante controvertida, y es interesante hacer unas observaciones a este respecto. Muchos autores, y ya desde antiguo, han señalado que la mayoría de yacimientos se encuentran rellenando bolsadas de origen kárstico, siendo el muro unas calizas, que han sido denominadas "infraliásicas" y el techo las calizas de Alveolina (Ilerdiense). Los trabajos más minuciosos de SAN MIGUEL (1954), MOTTA y ROCH (1962), COMBES (1969) y ESTEBAN (1973), aceptan esta hipótesis, señalando los dos últimos autores, que en Roca Vidal, la laguna estratigráfica es mucho menor que en la región de La Llacuna-Aiguamurcia. ESTEBAN (1973), sitúa las épocas de laterización a lo largo del cretácico inferior, señalando que las emersiones serían mucho más prolongadas al N. de la línea Juncosa-Sant Quintí (Accidente de Mediona). COMBES (1969) indica que las bauxitas del sector La Llacuna-Aiguamurcia restarían largo tiempo "exondées", sufriendo modificaciones hasta el Paleoceno. La Fig. 6 muestra la localización de los yacimientos del Bloque del Gaia; se observa que están situados en las calizas del Keuper superior, y que el techo son calizas de la Fm. Orpí (Ilerdiense).

Estas calizas, que han sido atribuidas al Keuper superior (VIRGILI, 1958) se asientan sobre niveles de margas grises y amarillentas que alternan con bancos de dolomías y que típicamente se atribuyen al Keuper. En la base de este nivel calcáreo, se suele presentar unas calizas rojas claras, muy recristalizadas, y que soportan un banco de calcarenitas bioclásticas a veces oolíticas, con burrows y estratificación cruzada. Sobre este banco yace un tramo de calizas amarillentas, rojizas, grisáceas. Todas estas calizas poseen el aspecto de haber sido dedolomitizadas, pues presentan unas texturas muy esparíticas con fantasmas de oolitos y otros "granos", en cambio, mineralógicamente, los rayos X han demostrado su naturaleza calcítica.

Como ejemplos de estos yacimientos de La Llacuna-Aiguamurcia, se pueden mencionar los de Mina Adelaida y de Els Casals, de los cuales la Fig. 7, es un esquema ideal de su tipo de afloramiento. En ambos casos se encuentra Microcodium, del que se hablará extensamente en capítulos posteriores.

El corte de la antigua explotación bauxítica de Mina Adelaida (loc. I-1) permite observar asimismo con detalle la infiltración de Microcodium en sustrato calcáreo. La bauxita se encontraba en bolsadas de origen kárstico, observándose que constituían el relleno de unas simas de notables proporciones, con más de 10 m. de altura y alguna de más de 20 de diámetro. Las paredes de las cavidades, entalladas en las calizas amarillas y rojizas bien estratificadas del Keuper superior, aparecen a menudo recubiertas de una costra ferruginosa. Microcodium se encuentra profundamente distribuido, en colonias laminares, en las paredes de las bolsadas, así como en otros conductos kársticos, grietas, fisuras y planos de estratificación. Sobre las calizas del Keuper superior, aparece un nivel de brechas calcáreas de un metro de potencia, que soporta 0,5 m. de costra calcárea de aspecto brechoide, con silex y Microcodium. La costra presenta un aspecto de masa micrítica grumosa, con restos de prismas Microcodium, cruzados por vetas más oscuras de aspecto esparítico y constituidas por colonias más o menos preservadas del mismo.

➤ Un caso muy semejante al descrito en Mina Adelaida, tiene lugar en la antigua explotación de "Els Casals" (loc. I-2). La explotación se centraba en una bolsada de bauxita que rellenaba una antigua sima de unos 15 m. de diámetro aparente, como mínimo, por unos 15 m. de altura, estando la sima enclavada en las calizas del Keuper superior. En estas calizas, ya sea en la sima principal, como en otros conductos kársticos adyacentes, es posible observar la labor de corrosión de Microcodium. Por encima de las calizas y sobre un nivel discontinuo de Lutitas violáceas con parches ocres y rojos (muy

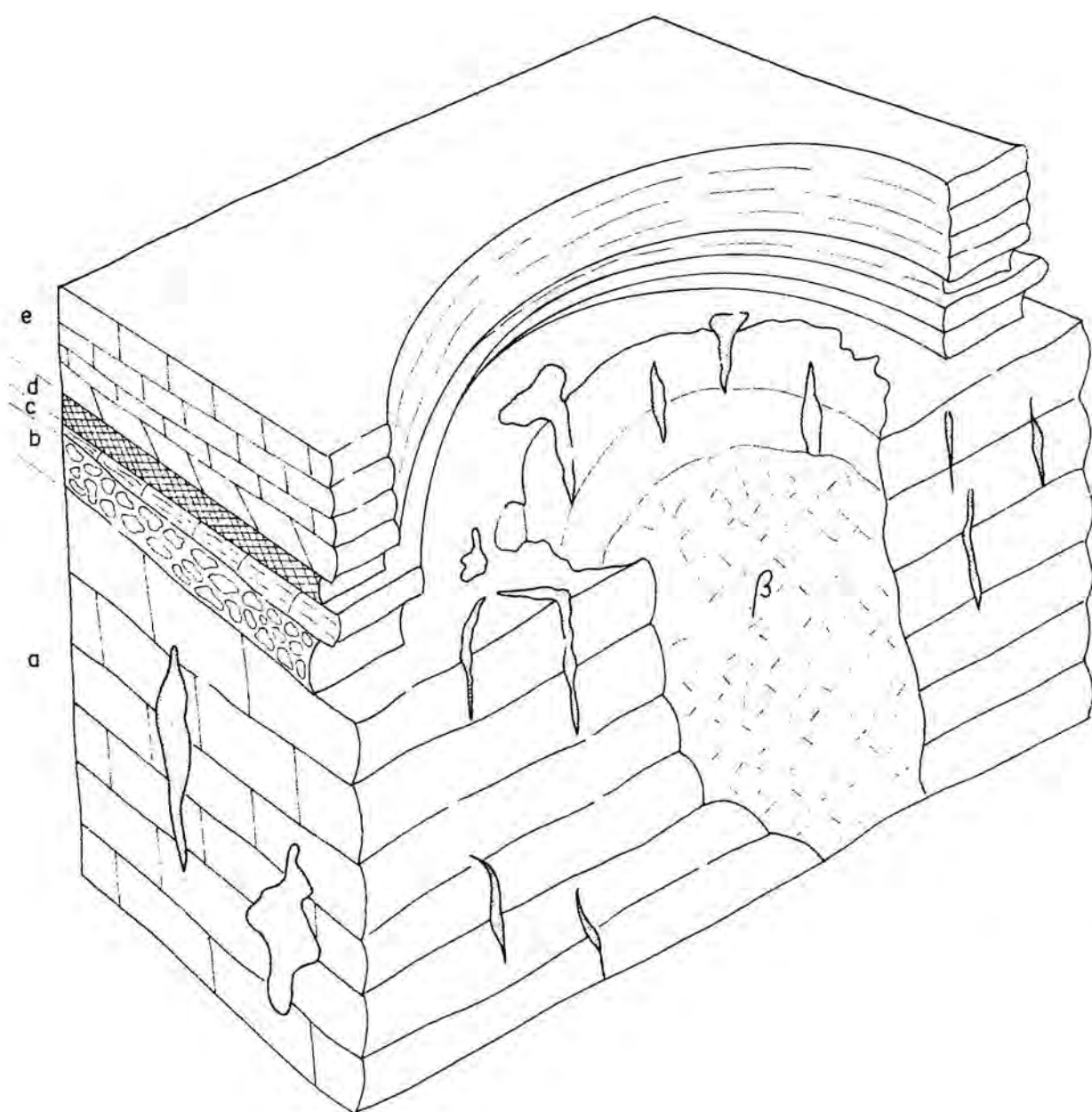


Fig.7 Esquema de los yacimientos de bauxita de las cercanías de La Llacuna (Els Casals, Adelaida, etc.): a) Calizas del Keuper superior con simas de origen cárstico rellenas de bauxita (B); b) Brechas con *Microcodium*, c) Costra calcarea con *Microcodium*; d) "calizas" rojas; e) Dolomías y calizas (Fm. Orpi)

semejantes a las del nivel d del perfil Mediona II, Fig. 8), se encuentra un tramo de brechas de unos 3 m. de potencia, cuyos cantos, son de materiales de costra y del sustrato calcáreo. Estas costras a menudo poseen restos de calizas de dicho sustrato. Sobre estos niveles yacen las dolomías y calizas con Alveolina de la Fm. Orpí.

En resumen: tanto el origen, como la posición estratigráfica de las bauxitas, ha sido objeto de discusión por parte de diversos autores. Los estudios realizados en varios afloramientos parecen concordar con los de COMBES (1969) y ESTEBAN (1973) y estar en desacuerdo con los autores de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2a. serie) de Valls, Vilafrañca, Montblanc (BENZAQUEN et al. 1973a, b, c) quienes atribuyen a dichas bauxitas el papel de un paleosuelo comprendido entre el Albense y el Paleoceno. En muchos casos se encuentran unas masas rellenas de cavidades de origen kárstico enclavadas en las calizas del Keuper superior y recubiertas por las calizas y dolomías de la Fm. Orpí. En algún caso se ha producido un hundimiento del techo, dando lugar en apariencia a que el karst afectó en su origen a la Fm. Orpí, hecho señalado por MOTTA y ROCH (1962).

2.2.3.- FORMACION MEDIONA

- Antecedentes:

En la zona del Bloque del Gaia, afloran una serie de materiales fundamentalmente lutíticos rojos, por debajo de las calizas con Alveolina de la Fm. Orpí y sobre los materiales triásicos, LLOPIS (1947), ya diferencia en su mapa a E. 1:200.000 estos sedimentos en la zona de Montagut, atribuyéndoles una edad paleocena e identificándolos como el "nivel de Bulimus". SOLE SABARIS en ALMELA, SOLE et al. (1956) y SOLE et al. (1956) señalan su diferenciación respecto al Keuper y su discontinuidad cartográfica en la zona occidental del Bloque del Gaia. GARCIA RODRIGO (1957) reseña un tramo de color "rojo salmón" por debajo de las calizas con Alveolina (Fm. Orpí), al que le da el significado del "nivel de Bulimus", lo mismo que los autores citados anteriormente. ROSELL et al. (1966) y FERRER et al. (1968), denominan a estos materiales "tramo basal de Mediona" o "nivel de Mediona", citando la presencia de "Bulimus gerundensis", aunque sin especificar su localización. Los autores de las hojas del mapa geológico a escala 1:50.000 (Plan Magna): BENZAQUEN et al. (1973,) y PEON et al. (1975) diferencian estos materiales, asignándoles una edad paleocena y relacionándolos con las bauxitas del Bloque del Gaia, concluyendo por una parte que serían el equivalente del "Nivel de Bulimus" y por otra lo equiparan a una etapa comprensiva "que podría abarcar desde el Albense superior hasta el Ilerdense". ESTEBAN (1972) señala en niveles pertenecientes a este tramo "Bulimus gerundensis" en las inmediaciones de Marmellá, al Sur del accidente de Mediona.

Resumiendo, los materiales de la Fm. Mediona, han sido denominados por los autores precedentes, como "Nivel de Mediona" y como equivalente del "Nivel de Bulimus". Se ha preferido conservar el nombre geográfico de Mediona y darle una definición formal como formación.

- Definición y descripción:

El nombre de esta formación procede del pueblo de Sant Joan de Mediona, en cuyas inmediaciones afloran los materiales que la constituyen. Son lutitas más o menos carbonatadas, mayoritariamente rojas, con niveles de conglomerados, alguno de areniscas y costras calcáreas con Microcodium. Esta formación, dentro de los límites abarcados por este trabajo, aflora ampliamente (Mapa III) desde l'Espoia, Sant Pere Sacarrera, Mediona, y asimismo en la zona de Pontons-Montagut-Santa Perpetua de Gaia. En el área de Montserrat aflora desde Collba-

tó a Sant Feliu del Recó en una estrecha franja adosada a la Cordillera prelitoral, ininterrumpida en ocasiones por los cabalgamientos de la misma. (véase apartado 2.3.2.).

Descripciones locales: Se ha escogido como sección tipo de la formación el perfil de Sant Joan de Mediona (ME-I, Fig. 8-I), y como área tipo la que se encuentra entre Capellades y La Llacuna, es decir la zona NE del Bloque del Gaia (mapa II). La descripción de la sección tipo es la siguiente:

Yacente: Keuper; 3 m. visibles. Lutitas rojas y violáceas con capitas verdosas y algún nivel de dolomía blancuzca decimétrica. Nivelillos de cuarzo bipiramidales blancos en las hiladas verdosas. La parte superior de este tramo está carnio-lizada inmediatamente bajo el nivel superior.

- a) 3 m.- En la parte inferior conglomerados de cantos de caliza y dolomía fundamentalmente, alguno de cuarzo; tamaño máximo 7 cms., matriz margosa blanca. Progresiva y rápidamente, la matriz se vuelve más carbonatada y los cantos se "difuminan" tomando el aspecto de una costra calcárea con vetas de sílex y *Microcodium* en la parte media y superior del tramo.
- b) 1,5 m.- Semicubierto. Lutitas violáceas y rojizas algo carnio-lizadas.
- c) 0,5 m.- Margas muy calcáreas grumosas, de color blancuzco, con parches muy pequeños de color rojizo.
- d) 1,5 m.- Lutitas de color rojo claro, con numerosas "cristallaria" y aspecto carnioloide oqueroso. Se vuelven más compactas hacia el techo.
- e) 1 m.- Cubierto; parece corresponder a un nivel semejante a c.
- f) 2 m.- Costra calcárea con sílex y *Microcodium*, posee el techo localmente ondulado. En la base existe una hilada de cantos.
- g) 1,5 m.- Lutitas muy calcáreas compactas, blanco-grisáceas, con parches violáceos menos carbonatados, que aumentan en abundancia hacia el techo del nivel.
- h) 5,5 m.- Lutitas violáceas, amarillas, verdosas, abigarradas, con numerosas geodas-"cristallaria" en la parte inferior del nivel, donde son más compactas.
- i) 1,9 m.- Lutitas muy carbonatadas, compactas, arenosas, de color rojo claro y blanco rosado a manchas. Zonas con "cristallaria".
- j) 4,5 m.- Semicubierto. Lutitas de color rojo vinoso y rosado.
- k) 1,5 m.- Lutitas semejantes a las del nivel inferior, pero carnio-lizadas.
- l) 0,8 m.- Margas gris verdosas con tonalidades amarillentas, carnio-lizadas.
- m) 4,5 m.- Cubierto, (la parte inferior parece idéntica al tramo infrayacente).
- n) 11 m.- Dolomías arcillosas blancuzco-amarillentas, cariolitas y margas verdoso-amarillentas. (Fm. ORPI).
- o) 5 m.- Dolomías y calizas. En el techo, nivel de calizas con miliólidos, rotólidos, valvulínidos y otros microforaminíferos.
- p) Al tramo anterior se le superponen calizas oolíticas y *packstones* de rotólidos, miliólidos, etc. Contienen *Glomaveolina* y *Orbitolites*.

Este perfil se complementa con otro (ME-II) realizado a unos 350 m. al Norte (Fig. 8-II) y en el que se observa un desarrollo diferente de los niveles basales:

Yacente: Keuper; Lutitas rojas y violáceas con intercalaciones centimétricas de margas y lutitas verdosas blancuzcas con acumulaciones de sílex y cuarzos bipiramidados. El metro superior está constituido por lutitas abigarradas con "cristallarias" de calcita.

- a) 0,8 m.- Areniscas y limolitas con intercalaciones de margas calcáreas grises, con granos de cristales bipiramidados de cuarzo. Contacto inferior erosivo.
- b) 0,5 m.- Lutitas calcáreas rosadas, laminadas, con "cantos" de lutitas varios colores. Contienen fragmentos de colonias de *Microcodium* y gasterópodos lacustres: *Hydrobia* (*Eurobia*) sp. y *Bithynia* aff. *oxyspira* COSS.
- c) 3,5 m.- Alternancia de conglomerados y margas blancuzcas en niveles de 10 a 30 cms. Los cantos de los conglomerados son de caliza, dolomía, costra calcárea, cuarzos bipiramidados, fragmentos estromatolíticos etc. tamaño de guijarros y gránulos. Los niveles margosos han proporcionado *Peckichara* aff. *varians* GRABBS., *Hydrobia* (*Eurobia*) sp. y *Bithynia* aff. *oxyspira* COSS, además de opérculos de gasterópodos, escasos fragmentos de colonias de *Microcodium* y cuarzos bipiramidados.
- d) 3 m.- Lutitas carbonatadas ligeramente arenosas, abigarradas, predominantemente violáceas con manchas ocreas verticilizadas y parchecillos rojizo-amarillentos y gris blancuzcos, algo carnio-lizadas. En la base intercalan hiladas de conglomerados.
- e) 2 m.- "Calizas" arcillosas rojo claro, (90 % CaCO_3), contacto inferior transicional, rápido e irregular; hacia el techo toma aspecto carniolado, más compacto. Zonas de "cristallarias" de calcita. Contienen restos de *Vidaliella* cf. *gerundensis*.

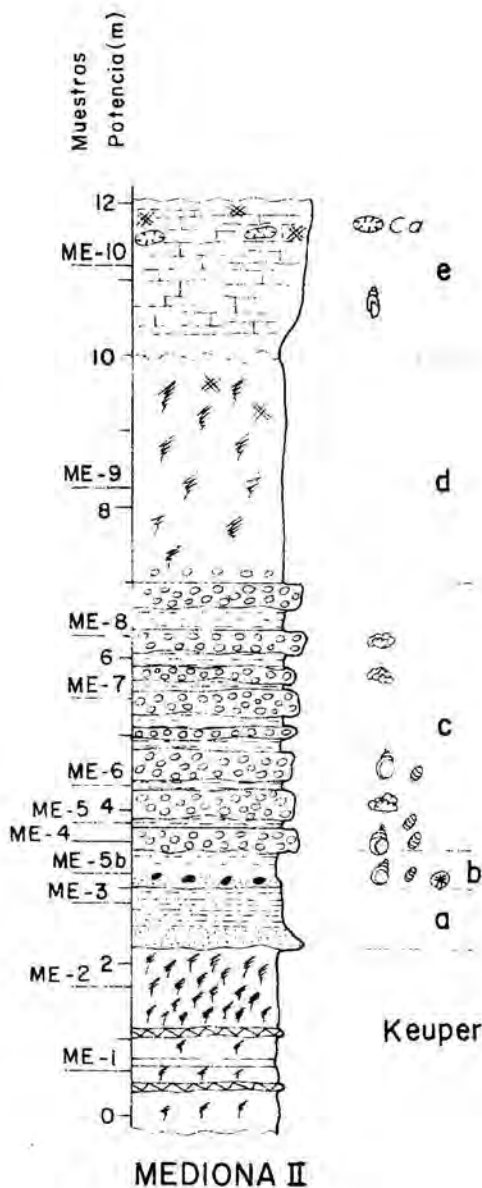
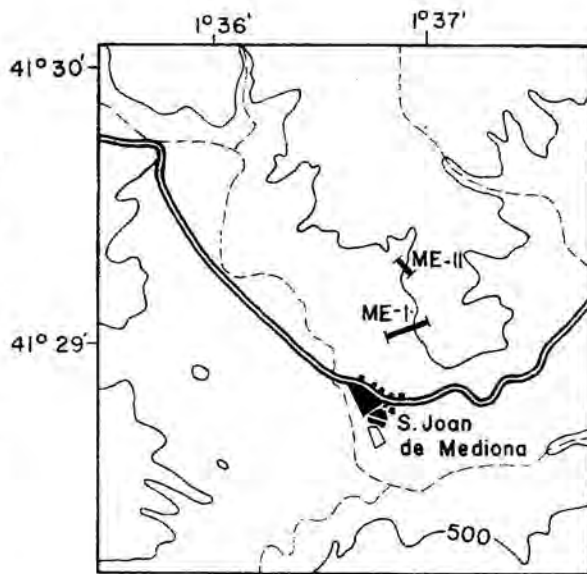
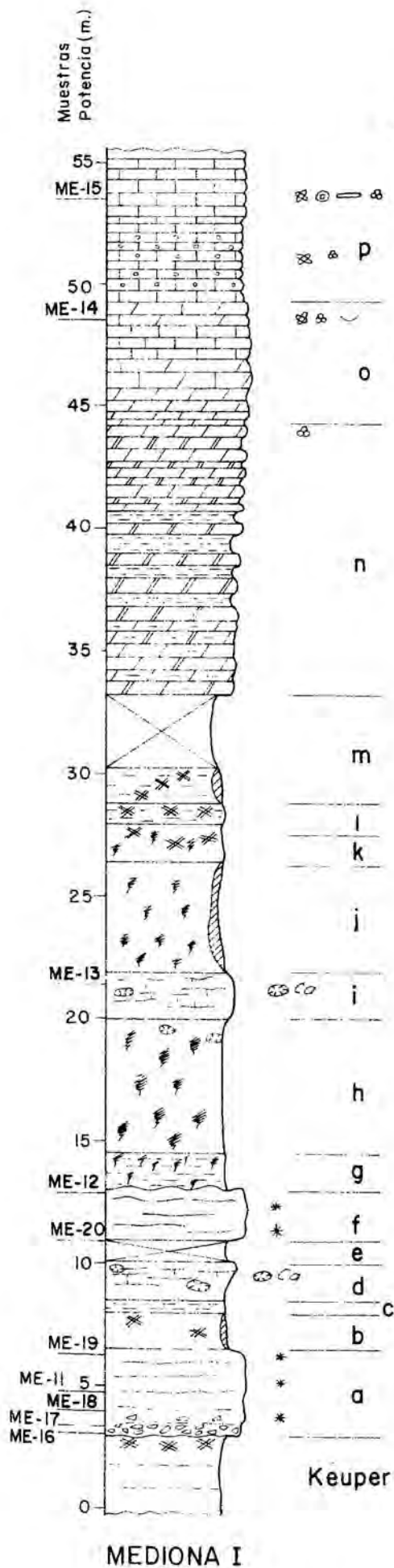


Fig.8

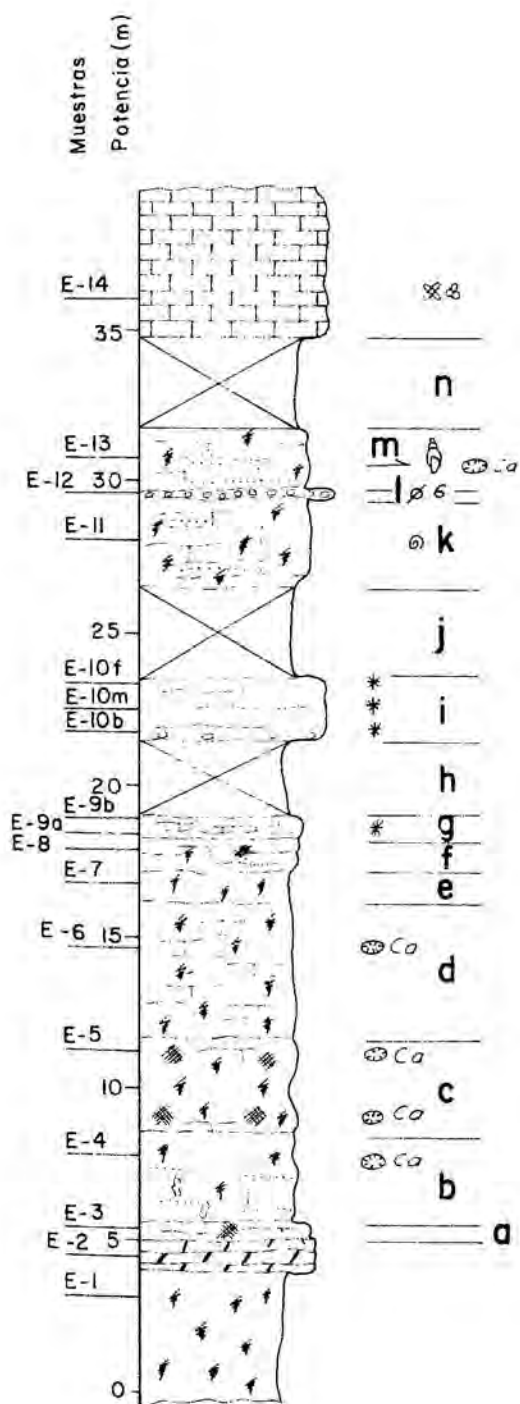
Como sección de referencia transcribimos a continuación el perfil de L'Espoia (E), efectuado ascendiendo a la cota 511 desde las proximidades del km. 12,5 de la carretera comarcal de Igualada a Vilanova i la Geltrú (Fig.9).

Yacente: Keuper. En el fondo del barranco próximo aparecen niveles de yeso. En la sección, está constituido por arcillas compactas violáceas, con parches amarillos, blancuzcos y verdosos. Presentan al tamizarse, numerosos romboedros de calcita y algún cuarzo bipiramidado hialino. Sobre este tramo yace un metro de dolmicritas con vetas y parches de calcita y silicificación incipiente en grumos. Presenta huecos atribuibles a moldes de evaporitas.

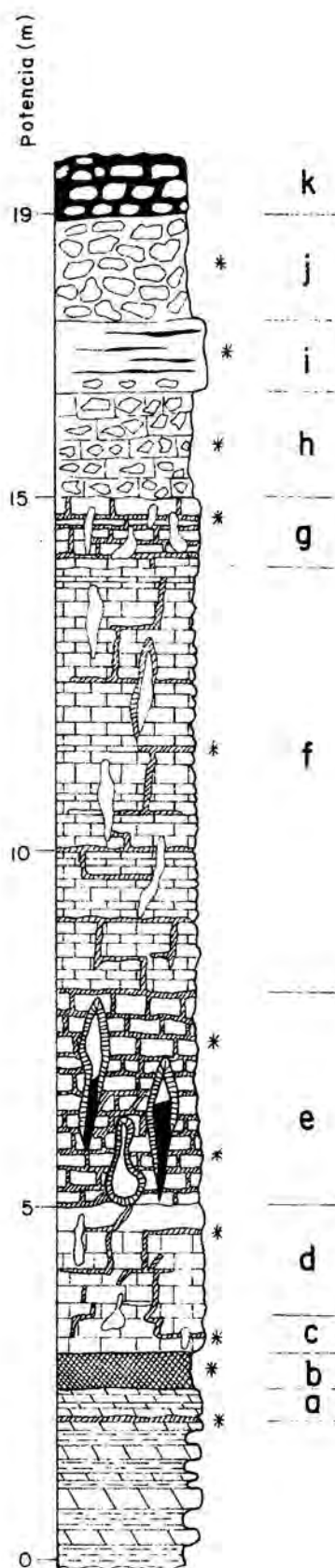
- a) 0,6 m.- "Caliza" arcillosa (84 % CaCO_3), blanco rosada, con parches de lutitas rojas. Aspecto de caliche. Presenta abundantes geodas-"cristallaria" de calcita.
 - b) 3 m.- Lutitas rojas compactas, con manchas irregulares de color blancuzco. Presentan niveles más arenosos y más compactos. Contacto inferior neto, irregular.
 - c) 3 m.- Lutitas rojas muy semejantes al tramo inferior pero con dos niveles más compactos. Manchas de color violáceo ocre y blancuzco. Este tramo y el inferior, poseen abundantes nódulos y geodas-"cristallaria" más o menos verticalizados, que le dan un aspecto brechoide a la parte superior del tramo.
 - d) 4,5 m.- Lutitas muy carbonatadas rojas, de aspecto cretoso, con parches blancos y numerosas cristallarias. Hay granos de cuarzo, alguno de ellos bipiramidado, de tamaño arena fina.
 - e) 1 m.- Lutitas rojas con manchas violáceas, verde grisáceas y amarillentas. Ligeramente arenosas.
 - f) 1,2 m.- Lutitas rojas muy carbonatadas con manchas, que forman un entramado de color blancuzco violáceo y en la parte superior rojo, dando un aspecto acarniolado al conjunto.
 - g) 0,7 m.- "Calizas" rojas. Contacto inferior transicional rápido. Aspecto lutítico-cretoso (microsparita).
 - h) 2,5 m.- Cubierto, lateralmente lutitas rojas.
 - i) 2 m.- Costra calcárea con sílex y Microcodium, que lateralmente pierde potencia.
 - j) 3 m.- Cubierto.
 - k) 3 m.- Lutitas rojas muy carbonatadas con zonas más o menos compactas irregulares. Parches blanco grisáceos y hacia la parte superior, algunos violáceos. Las zonas menos compactas, al tamizar, han proporcionado restos de gasterópodos.
 - l) 0,3 m.- Potencia variable. Conglomerados de matriz margosa-arenosa de color gris verdoso y rojo. Los cantos son calcáreos, dolomíticos y alguno de cuarzo, su tamaño medio es de 2 a 3 cms. y el máximo de 6 cms.
 - m) 2 m.- Lutitas rojas muy carbonatadas que poseen zonas más o menos blancuzcas y compactas, y alguna de aspecto carnioloides. Algún cuarzo bipiramidado detrítico. Lateralmente este nivel ha proporcionado Vidaliella cf. gerundensis.
 - n) 3 m.- Cubierto. En la parte inferior son lutitas rojas, mientras en el resto, aparecen carniolas de color beige.
- Techo: 5 m. mínimo. Calizas de color beige; son wackstones de miliólidos, rotálidos, valvulínidos etc. Siguen grainstones de miliólidos y otros foraminíferos con algún colito.

Otras descripciones locales (Área Capellades-La Llacuna): En la carretera comarcal de Igualada a Vilanova i la Geltrú, km. 12,7 (loc. I-3) se puede observar bien los niveles altos de la Fm. Mediona, que aparecen bastante cubiertos en el corte próximo de L'Espoia (E). Sobre un tramo lutítico rojo con nódulos calcáreos y que intercala un nivel de costra calcárea con Microcodium, se asienta un nivel de un metro de potencia de caliche noduloso verticalizado, de colores blanco y rojo, y verde grisáceo, con nódulos de 5 a 7 cm. de ancho, y cuya parte superior está muy carniolizada. Sobre este caliche se asientan unos 2 m. de carniolas gris amarillentas a las que siguen dolomías blancas en bancos de 10 a 20 cm. y otro tramo de carniolas (Fm. Orpí).

Entre Sant Joan de Mediona y L'Espoia, en la zona del cerro de la Sucarrada y en el camino a Can Marimón (Loc. I-4), los materiales de la Fm. Mediona se asientan sobre los del Keuper, que están constituidos por carniolas, margas y yesos a los que sigue un nivel brechoide de carniolas y dolomías laminadas sobre el que se disponen margas, carniolas y niveles de yeso. Los materiales de la Fm. Mediona, están constituidos en su parte inferior por arcillas, algunas violáceas, pero generalmente rojas, al que sigue un nivel blanco, violáceo y rojo. Sobre este nivel yacen calcilutitas rojo ladrillo carniolizadas, y en la parte alta lutitas gris verdosas blancas y rojas a manchas verticalizadas, con aspecto carniolar, y que soportan las carniolas, dolomías y margas que constituyen la base de la Fm. Orpí que corona el cerro de la Sucarrada.



Espoia



Els Casals (E C)

En los alrededores de La Llacuna, la Fm. Mediona aparece pobremente representada, no alcanzando el desarrollo que posee en la zona de Sant Joan de Mediona.

En la zona de la Sierra de la Costa (loc. I-2) sobre las calizas dedolomitizadas que forman la parte superior del Keuper, aparece un pequeño nivel descontinuo de lutitas violáceas con manchas amarillentas y rojas, sobre el que se asientan unos 3 m. de brechas de cantos de las calizas inferiores, con Microcodium entre los cantos y que se vuelven muy compactas hacia la parte superior tomando aspecto de costra calcárea con sílex. Sobre el tramo anterior yace un nivel de brechas de cantos de costra y materiales inferiores englobados en una caliza esparítica roja, localmente oquerosa (1 m.). Sigue un pequeño nivel de 1 m. de carniolas rosadas que soportan calizas grainstone de pequeños foraminíferos que constituyen la base de la Fm. Orpí.

Más hacia el NE de la localidad anterior, y a unos 200 metros de ella, (loc. I-5) sobre las calizas de la parte superior del Keuper se asienta una costra con pisolitos y sílex que soporta calizas en lajas finas, de color beige, con miliólidos muy abundantes y alguna Alveolina.

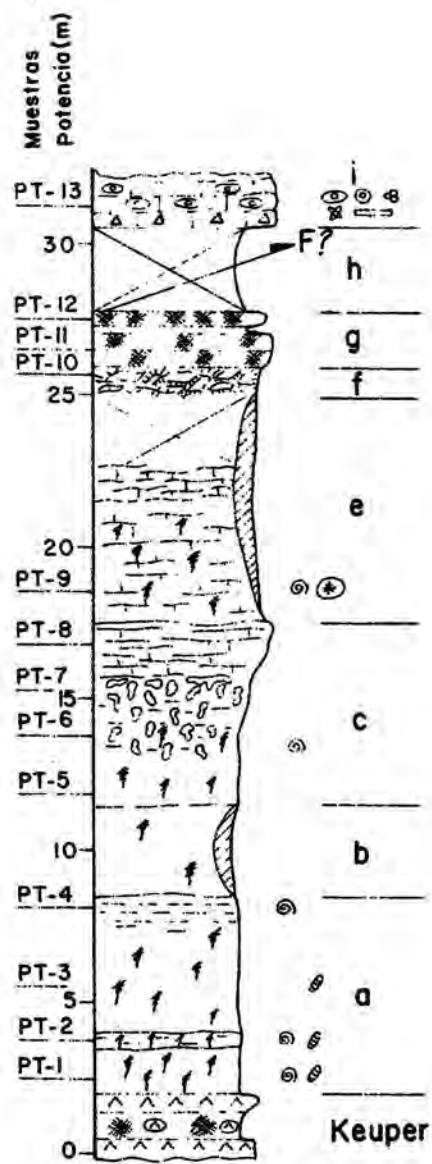
El corte de la explotación de Mina Adelaida (Loc. I-1) permite observar que, sobre las calizas del Keuper superior, corroidas por Microcodium, aparece un metro de brechas calcáreas que soporta 0,5 m. de costra brechoide con sílex y Microcodium, que sirve de asiento a unas dolomías arcillosas blancas que constituyen la base de la Fm. Orpí.

Al Oeste de La Llacuna (loc. I-6), en las cercanías de Torre Busqueta, sobre los yesos de Keuper, la Fm. Mediona está constituida por unos 10 m. de niveles muy cubiertos que en la parte inferior están constituidos por lutitas pardo-rojizas en las que alternan niveles más o menos compactos tras las que aparecen arcillas limosas verdes que soportan un tramo de unos dos metros de brechas y caliches sobre los que se asientan unos niveles de dolomías más o menos arcillosas de la base de la Fm. Orpí.

En la zona suroccidental del Bloque del Gaia, los niveles de la Fm. Mediona poseen un desarrollo diferente. Como corte significativo de esta zona, describimos sucintamente el de Pontons (PT, Fig. 10).

Yacente: Keuper: Yesos masivos blancos, lutitas rojo violáceas y verdes con vetas y nódulos de yeso que soportan yesos rojos, verdosos y blancos, sacarcoides, en mosaico.

- a) 2 m.- Lutitas muy arcillosas rojas con abundantes parches centimétricos verdosos grisáceos irregulares, difusos, que aumentan en número y tamaño hacia el techo del nivel. Contienen granos de cuarzo de tamaño arena fina, pequeños gasterópodos y carofitas (Maedleriella michelina).
- b) 4,5 m.- Lutitas arcillosas rojas, con abundantes parches más o menos verticalizados verdosos y ocre rojizos. Hacia la base son menos carbonatadas que hacia el techo (55 % de CaCO_3). Contienen granos de cuarzo, alguno bipiramidado, de tamaño arena fina, fragmentos de pequeños gasterópodos y en la parte inferior del nivel Maedleriella michelina.
- c) 3 m.- Semicubierto, lutitas rojas semejantes a las anteriores.
- d) 6 m.- Lutitas arcillosas rojas con escasos parches verdosos verticalizados. En la parte superior del nivel se van cargando en carbonatos, primero difusamente, y después apareciendo nódulos que se van volviendo más compactos hacia el techo, pasando a una costra de aspecto carniolar, en la que se observa y queda enfatizada cierta laminación que en las arcillas no se observa. Nivelillos de limolitas con laminación ripple. En la parte inferior, las arcillas contienen granos de cuarzo, alguno bipiramidado, fragmentos de gasterópodos y colonias de Microcodium en epis de más.
- e) 7,5 m.- Tramo semicubierto. Arcillas más o menos carbonatadas con niveles limoso-arenosos más carbonatados. Las arcillas contienen fragmentos de gasterópodos y Microcodium en colonias en epis de más en vías de disolución.
- f) 1 m.- Materiales margosos amarillentos carniolizados, con zonas nodulares fibroso-radiadas y otras de calcita espática.
- g) 1,8 m.- Arcillas rojas carniolizadas, con un nivel de arcillas rojas nodulosas hacia la mitad del tramo.
- h) 3 m.- Tramo cubierto que podría corresponder a una zona muy fracturada.
- i) Calizas con Alveolina de la Fm. Orpí.



Form. Mediona
Perfil de Pontons

Fig. 10

En los alrededores de Pontons y más hacia el sur, la Fm. Mediona, presenta el aspecto descrito en el corte PT. Así en la localidad I-7, muy próxima a dicho corte, en la trinchera de la carretera aparecen las lutitas arcillosas rojas con parches gris verdosos que soportan un nivel de 0,4 m. de areniscas de grano muy fino, grises, al que siguen lutitas rojas y violáceas. Las lutitas inferiores, poseen granos de cuarzo muy poco rodados, nodulitos milimétricos carbonatados y fragmentos de pequeños gasterópodos.

En la carretera de Las Poblas a Pontons (loc. I-8) aparecen intercalaciones de areniscas rojas poco potentes entre las arcillas rojas. Las arcillas son muy carbonatadas, poseen parches más limosos de color gris y nodulitos ovoides muy carbonatados milimétricos, conteniendo además Microcodium en colonias en épis de mais, fragmentos de pequeños gasterópodos y Maedleriella michelina.

En las inmediaciones de Montagut, la Fm. Mediona posee un desarrollo irregular, está constituida fundamentalmente por arcillas muy carbonatadas, con nodulitos calcáreos, que intercalan niveles de areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada. En la localidad I-9, las lutitas contienen granos de cuarzo de tamaño arena fina, fragmentos de gasterópodos y poseen niveles de costras con Microcodium y pisolitos. Al sur de Formigosa (loc. I-10), aparecen niveles de arcillas pardas y grises entre el Keuper y las calizas de la Fm. Orpí son bastante carbonatadas, con gasterópodos fragmentados pequeños, colonias de Microcodium libres y Maedleriella michelina abundante.

Entre Esblada y Santa Perpétua del Gaia (loc. I-11) en la trinchera de la carretera sobre unas arcillas rojo-violáceas y verdosas a parches, abigarradas, pertenecientes al Keuper, se asientan arcillas rojas con parches grises y nodulitos carbonatados milimétricos que han proporcionado abundantes carofitas (Maedleriella michelina) y fragmentos de gasterópodos, algún ostrácodo y Microcodium en colonias sueltas.

Entre Sta. Perpétua del Gaia y Pontils, al este de la carretera (loc. I-12), sobre las margas grises y amarillentas y dolomías y calizas beige del Keuper inferior, corroídas por Microcodium, se asientan unas arcillas rojas violáceas con cantos calcáreos y dolomíticos que pasan rápidamente a conglomerados de matriz arcillosa que soportan costras calcáreas complejas con pisolitos y Microcodium. Sobre estos niveles yacen 1,8 m. de lutitas rojas con nódulos calcáreos que forman un nivel continuo en el techo, habiendo desaparecido casi las lutitas entre ellos. Sobre este tramo yace uno de arcillas rojas de varios metros de espesor, con numerosos nódulos calcáreos centimétricos en la base y que ha proporcionado Vidaliella gerundensis (VIDAL), Maedleriella michelina y otras carofitas en vías de estudio.

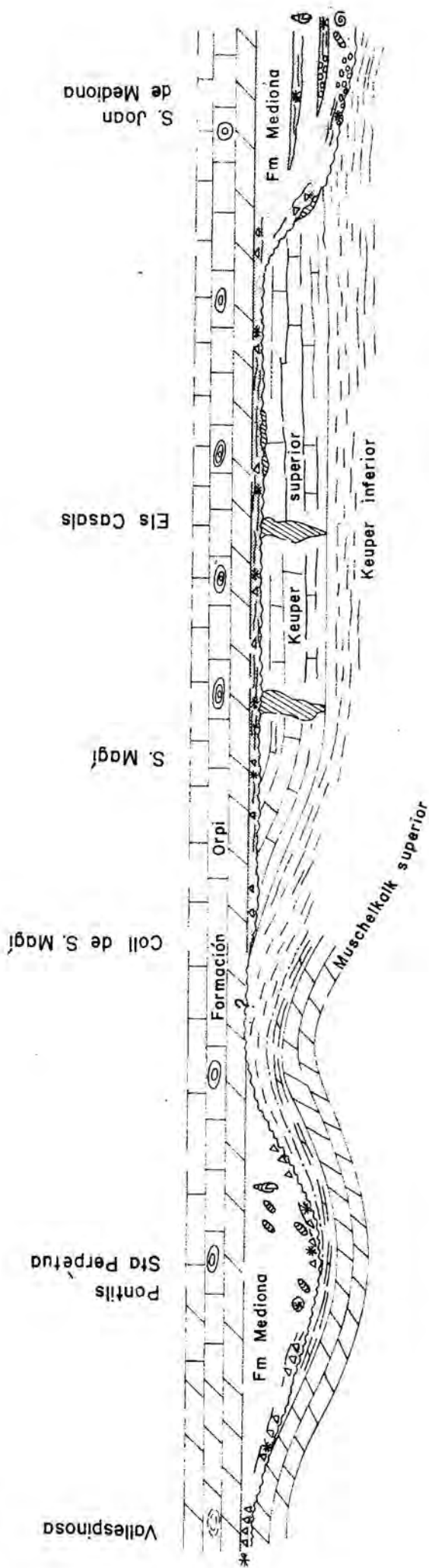
En la zona de Sant Magí el equivalente en posición estratigráfica a la Fm. Mediona está representado por un nivel de 2 a 3 m. de potencia de calizas arcillosas rojas y costras calcáreas con Microcodium, situado entre las calizas y dolomías del Keuper superior y las dolomías basales de la Fm. Orpí. En las cercanías de Esblada, al sur de Viladepardius y en algunos puntos de la zona de Corral del Llop, la Fm. Orpí se asienta directamente sobre los materiales del Keuper inferior.

En Vallespinosa, sobre las dolomías del Muschelkalk superior, yace un nivel de 2 m de brechas de cantos calcáreo-dolomíticos, englobadas en una matriz de tipo costra calcárea con Microcodium, sobre el que se asientan las dolomías de la Fm. Orpí.

Extensión, variaciones de potencia, límites.

De lo expuesto en el apartado anterior se deduce que la Fm. Mediona se extiende irregularmente sobre el Bloque del Gaia (Fig. 11, mapa III) presentando además importantes variaciones de potencia. Los espesores máximos co-

50-NE



- ⊙ Alveolina, Glomalveolina
- ⌢ Vidaliella cf. garundensis
- ⊙ Gasterópodos lacustres
- ⊙ Carófitas
- * Microcodium
- ⊙ Microcodium resedimentado
- ⊙ Conglomerados
- ⌢ Brechas - Costra

Fig. II Corte esquemático a través del bloque del Gaia mostrando las relaciones entre sustrato, Fm Mediona y Fm. Orpi.

responden a las zonas de Sant Joan de Mediona-L'España en el sector NE y a la zona de Pontons-Montagut en el sector SW. Se diferencian así dos pequeñas subcuencas que no podemos saber si estaban conectadas por la zona N de Font-rubí debido a la falta de afloramientos. Existe una gran área centrada en La Llacuna aproximadamente, donde la Fm. Mediona queda únicamente representada por unos pocos metros de brechas y costras con Microcodium. La Fm. Mediona se extiende asimismo a lo largo de la base de los materiales paleógenos de la zona de Montserrat-Sant Llorenç del Munt.

Características sedimentológicas

La Fm. Mediona en este sector está caracterizada fundamentalmente por su constitución lutítica predominante. Los tramos de lutitas poseen generalmente color rojo, y los rayos X (difracción) han demostrado que los minerales arcillosos están constituidos casi exclusivamente por illita. La Fm. Mediona en este sector además está caracterizada por una intensa corrosión del sustrato calcáreo (cuando éste existe), una gran abundancia de niveles de paleosuelos y la presencia de niveles lacustres. A continuación se trata con detalle cada uno de estos aspectos.

1) El basamento. Microcodium

Como ya se ha indicado en párrafos anteriores, en varias zonas, La Fm. Mediona descansa sobre los materiales del Keuper inferior, que son fundamentalmente lutítico-margosos y localmente sobre yesos. En tal caso y en algunos lugares (Sant Joan de Mediona), se observa que los niveles basales son unos conglomerados que pueden pasar a costra calcárea con Microcodium. Se observa pues, en general, que no hay una intensa "alteración", no corrosión por Microcodium del sustrato. En cambio, sobre las calizas y dolomías del Keuper superior, se encuentran niveles de brechas, procedentes del sustrato, que generalmente evolucionan a costras con Microcodium. Este se encuentra así mismo corroyendo intensamente dicho sustrato.

Las características, comportamiento, estructura interna y ambiente de desarrollo de Microcodium, han sido estudiadas por varios autores. Entre los numerosos trabajos aparecidos, caben destacar por su importancia, entre los más recientes, los de LUCAS y MONTENAT (1967), quienes por primera vez indican que puede ser un producto de microorganismos (colonias bacterianas), BODERGAT (1974), con una amplia bibliografía sobre el tema, y BODERGAT et al. (1975). De todos estos trabajos y resumiendo los conocimientos que se poseen hasta la fecha resulta que se designa bajo el nombre de Microcodium a unos prismas de calcita* alargados (0,1 a 0,8 mm) y coalescentes, con secciones poligonales, que se encuentran formando colonias. La fig. 12 proporcionada por P. EREYTET y J.C. PLAZIAT, muestra las características estructurales de Microcodium, refiriéndose dichas características al tipo 1 de BODERGAT (1974) o sea colonias en "epis de mais". Otro tipo señalado por BODERGAT, es el denominado por dicho autor tipo 2 o en colonias laminares: los prismas se disponen uno junto a otro determinando filas, que se organizan en láminas o capas sucesivas.

* Los análisis de rayos X (difracción), efectuados en diversas muestras del área de Igualada y del área de Collbató-Castellar del Vallés, confirman la naturaleza mineralógica (calcita) de los prismas de Microcodium, así como de las calizas corroidas (a menudo calizas dedolomitizadas).

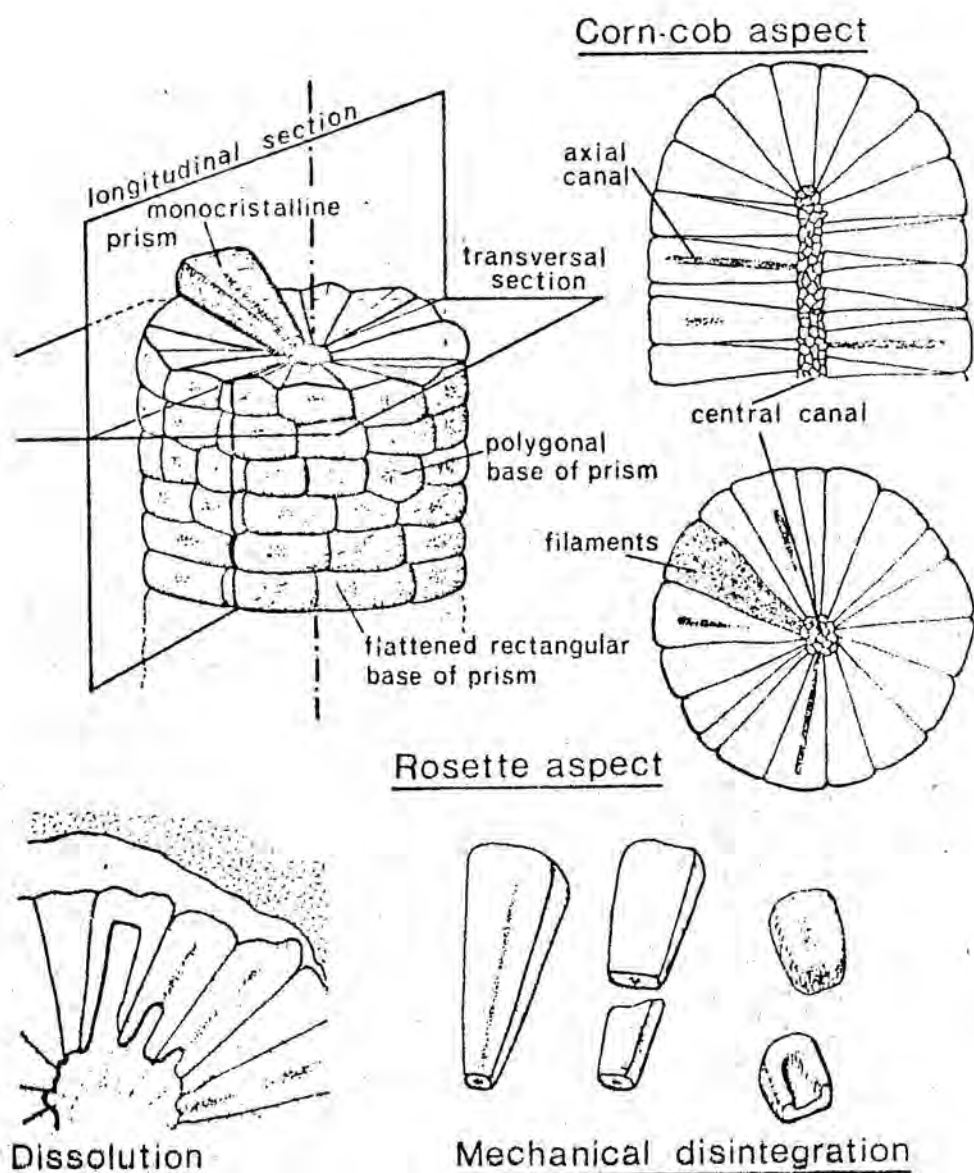


Fig. 12.- Principales características de Microcodium elegans GLÜCK, según FREYTET y PLAZIAT

El modo de formación de Microcodium, ha sido bastante contravertido; de los trabajos de BODERGAT (1974) y BODERGAT et al. (1975) se deduce que el origen de los prismas, parece ser la biosíntesis de calcita por una actividad compleja en la que intervienen uno o varios organismos edáficos capaces de promover la combinación de fenómenos de biocorrosión de rocas carbonatadas y de biosíntesis de calcita. Uno de estos organismos podría corresponder al grupo de los actinomicetos.

ESTEBAN (1972, 1973, 1974) y COLOMBO, ESTEBAN et al. (1974), señalan la presencia de Microcodium y su relación genética con caliches en varios afloramientos de la base del Paleógeno de las provincias de Tarragona. TRUC (1975) los señala relacionados asimismo con encostramientos carbonatados de origen pedogenético. Estructuras semejantes a Microcodium pero de menor tamaño, han sido indicadas por ESTEBAN (1974) y MONTENAT y ECHALLIER (1977) en caliches y costras calcáreas pleistocenas de España. CALVET et al. (1975) señalan la presencia de estructuras que recuerdan a Microcodium de pequeño tamaño (Microcodium b, ESTEBAN 1972) en rizocreciones del Pleistoceno de Mallorca.

En resumen se puede concluir que Microcodium, cuando se encuentra "in situ", se desarrolla exclusivamente en formaciones continentales o en relación con ellas, a veces corroyendo o sustituyendo sustratos calcáreos; en pelsosuelos predominantemente carbonatados etc., lo que parece indicar un origen relacionado probablemente con microorganismos edáficos.

En toda el área donde los materiales paleógenos se asientan sobre las calizas del Keuper superior, estas aparecen muy frecuentemente karstificadas y brechadas, y aprovechando antiguas diáclases, planos de estratificación y los propios conductos kársticos, Microcodium se ha infiltrado, corroyendo profusamente el sustrato. Los materiales paleógenos basales que se asientan sobre las calizas del Keuper superior, suelen ser brechas y costras calcáreas.;

Conviene aquí analizar con más detalle las características de este proceso de corrosión y el papel de Microcodium en las costras calcáreas.

Así, la Fig. 9, nos muestra los materiales triásicos y los basales paleógenos del corte junto a la casa de la "Heredad Els Casals" (EC), donde de base a techo se encuentra:

- Vacante: Dolomías y margas dolomíticas gris amarillentas, alternantes en bancos de 10 a 40 cms., que constituyen la parte alta del Keuper inferior. Sobre el último banco aparece un nivel milimétrico de Microcodium.
- a) 0,4 m.- Dolomía blanca laminada en bancos muy finos.
 - b) 0,5 m.- Gran masa de Microcodium que ha sustituido un antiguo banco de caliza oquerosa. Hay restos de arcillas. Contactos muy netos.
 - c) 0,5 m.- Caliza esparítica de grano muy grueso, tintes rojizos, karstificada y algo corroída por Microcodium.
 - d) 1,5 m.- Calizas rojas esparíticas karstificadas, con grandes huecos tapizados de calcita espática y abundante Microcodium corroyendo y aprovechando las fisuras para infiltrarse.
 - e) 3 m.- Calizas esparíticas de grano fino, blancas y amarillentas, en la parte superior aparecen niveles de color rojo. En algún caso se observan "fantasmas" de oolitos. Nivel muy karstificado, encontrándose arcillas rojas en algunas de las bolsadas cársticas. Este tramo está muy corroído por Microcodium.
 - f) 6 m.- Calizas esparíticas y micríticas, en capas de 5 a 20 cms. a menudo se observa laminación fina de colores rojo amarillento y blanco. Microcodium corroyendo, aprovechando fisuras y juntas de estratificación. Presenta karstificación abundante.
 - g) 1 m.- Calizas semejantes a las del nivel infrayacente, aspecto brechoide.
 - h) 1,5 m.- Calizas esparíticas, rojas, brechadas y brechas, con envueltas de Microcodium en colonias laminares corroyendo y sustituyendo los cantos. Entre ellos, aparece a veces una costra calcárea con abundantes restos de Microcodium.
 - i) 1 m.- Brechas de cantos de caliza y de costra calcárea con sílex y Microcodium.
 - j) 1,5 m.- Brechas de cantos de calizas amarillentas y grises, con envueltas de Microcodium, desarrollo de costras en las fracturas de algunos cantos. Entre los cantos, cementándolos aparece un material muy carbonatado rojo.
 - k) 0,8 m.- Brechas de cantos de costra calcárea, entre ellos, y cementándolos aparece el material carbonatado rojo idéntico al del nivel infrayacente.

A estos niveles sigue un tramo cubierto de materiales rojizos, tras el que vuelve a repetirse por falla la serie anteriormente descrita, que sustenta las dolomías y calizas de la Fm. Orpí.

Microcodium aparece aquí, de dos modos, aparentemente sin relación: corroyendo el sustrato y en el interior y formando parte de costras. La corrosión del sustrato, generalmente se efectúa por medio de colonias laminares, aprovechando grietas, antiguas diáclases, conductos kársticos y planos de estratificación, con tendencia, que en algún caso se alcanza, a la sustitución de la antigua caliza por prismas de Microcodium. En general, en todos estos casos, los prismas de las colonias, aparecen bien desarrollados, sin más alteraciones, que en algún caso una silicificación parcial muy poco acentuada y muy raramente aparece alguna pequeña infiltración parcialmente sustituida por costra calcárea. Los tramos h, i, j y k de este perfil, son niveles complejos, en los que el sustrato aparece brechado y más o menos cementado por costras con Microcodium y materiales calcáreos rojos. A este respecto es

ilustrativa la Fig. 13; en ella se observa un resto de caliza esparítica dedolomitizada del Keuper superior, corroída por Microcodium en colonias laminares y rodeado por costra calcárea que contiene numerosos restos de prismas y colonias de Microcodium en "epis de mais". La textura de estas costas es muy compleja y será tratada posteriormente.

De todo lo expuesto anteriormente, se deduce que en esta localidad las calizas del Keuper superior, generalmente soportan un débil espesor de costas y brechas con Microcodium, sobre los que yacen las calizas de la Fm. Orpi. Las calizas del Keuper superior, aparecen muy frecuentemente karstificadas, fenómeno que ha sido aprovechado por Microcodium para infiltrarse a gran profundidad en el karst. Un caso muy semejante, ha sido descrito por FREYTET (1969a). El karst desarrollado en estas calizas presenta frecuentes rellenos de bauxitas (apartado II, 2.2.2.; Fig. 7).

2) Los niveles de paleosuelos

En esta área, en la Fm. Mediona, se han diferenciado varios tipos de paleosuelos, muchos de los cuales pueden incluirse en la categoría de caliches. Se emplea aquí el término paleosuelo en el sentido dado por FREYTET (1971).

ESTEBAN (1972, ; 1974,) y COLOMBO, ESTEBAN et al. (1974) señalan la presencia de caliche en niveles basales de la Fm. Mediona y en tramos de similar posición estratigráfica en áreas próximas, estudiando diversas características de dichos niveles. FREYTET (1971, 1973) y TRUC (1975a, b) señalan paleosuelos de edad similar y muy semejantes a los que se describen en este trabajo. El estudio que aquí se efectúa, permite aportar nuevos datos y completar y precisar los señalados por estos autores y otros que se han ocupado de los paleosuelos carbonatados.

Han habido numerosos autores que se han ocupado del tema, pertenecientes a diferentes escuelas y empleando muchas veces una terminología diferente para designar productos y procesos que generalmente son muy semejantes. Una extensa bibliografía sobre el tema puede hallarse en los trabajos mencionados de ESTEBAN, por ello únicamente se citará aquí los trabajos mencionados explícitamente en el texto.

Mientras para unos autores el término calcreta es sinónimo de caliche, para otros designaría la parte más endurecida de un perfil de caliche; ésta ha sido denominada por algunos autores costra calcárea, o costra zonada. En este trabajo se emplea el término caliche para designar un material terrestre compuesto predominantemente por carbonatocálcico acumulado diagenéticamente, resultante de procesos formadores de suelo, que se pueda desarrollar tanto en sedimentos blandos como en rocas consolidadas, y que se encuentra en estadios que varían desde pulverulento y nodular a costas duras bandeadas y/o pisolíticas, y que envuelve la cementación, acumulación de carbonato y reemplazamiento de más o menos cantidad de suelo, roca o material meteorizado principalmente en la zona vadosa. Esta definición se basa en los trabajos de ESTEBAN (1974); READ (1974) y GONDIE (1975). ESTEBAN (1976) presenta una definición en la que se hace énfasis en la zonación vertical de los depósitos carbonatados y su gran variabilidad en los perfiles.

Según lo expuesto anteriormente la calichificación será el proceso diagenético que modifica las características originales de un material en un perfil edáfico y produce nuevas texturas y fábricas típicas del caliche. En apartados anteriores se ha empleado la denominación "costra calcárea con Microcodium"; el término costra se emplea en este trabajo como sinónimo de un tipo de caliche muy compacto, altamente endurecido, y con aspecto de caliza.

Una característica importante de muchos de los caliches de la Fm. Mediona es la abundancia de Microcodium que presentan. Posteriormente, se analizará convenientemente el papel de dicho organismo en el desarrollo de los perfiles de caliche donde se encuentran.

A continuación se describe varios tipos de caliche que se han distinguido en esta área. Una primera diferenciación constituye el material de partida en o sobre el que se desarrolla el caliche; según esto se puede distinguir dos grupos principales: caliches desarrollados a partir de materiales "duros" (calizas, conglomerados) y caliches desarrollados sobre materiales "blandos" (lutitas, margas, etc.).

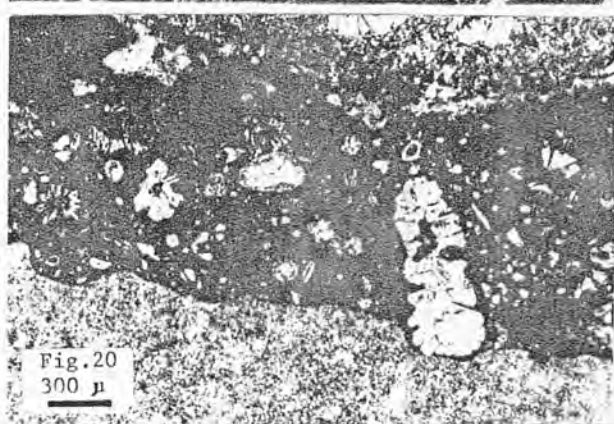
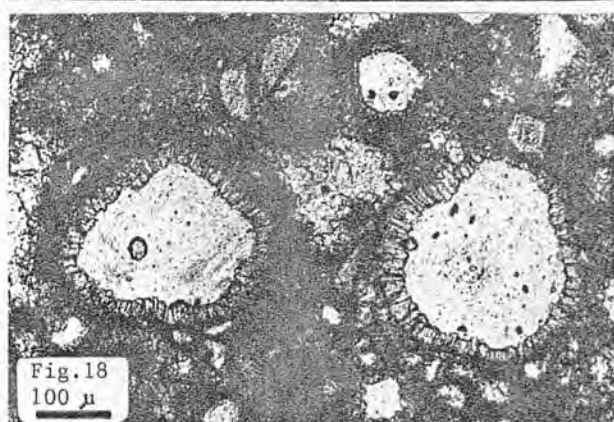
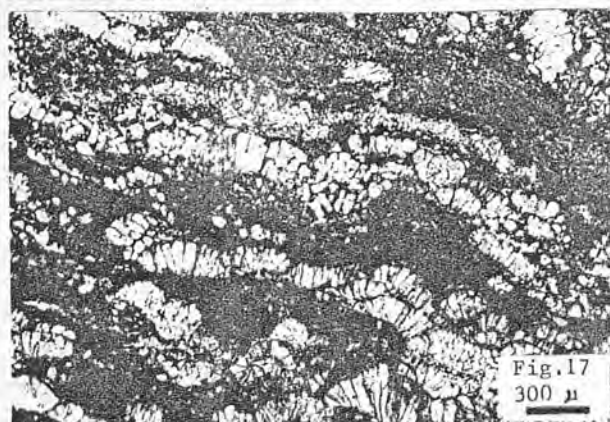
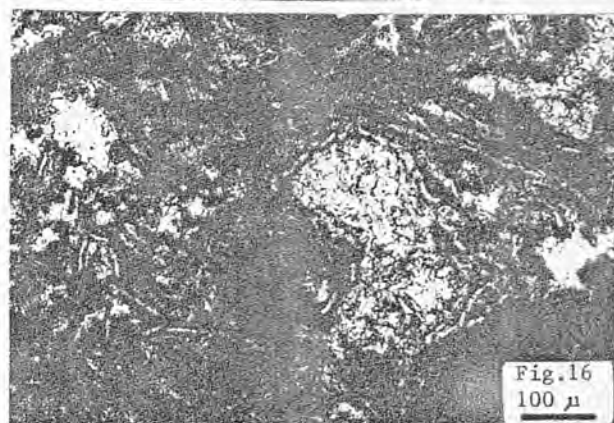
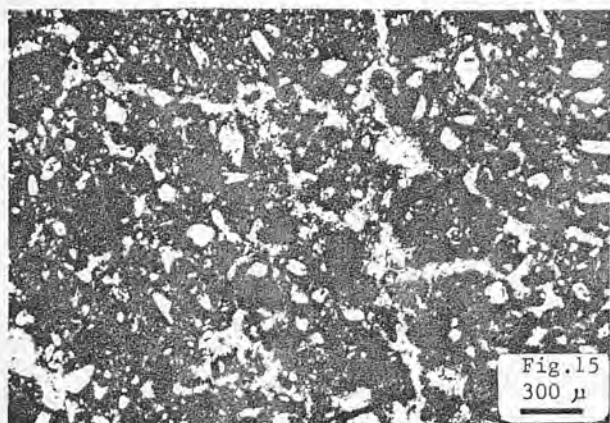
Caliches desarrollados sobre materiales duros. Las costras calcáreas con Microcodium. En el campo, estas costras, se encuentran en dos formas de yacimiento: Una sobre el zócalo calcáreo pre-paleógeno más o menos corroído por Microcodium, otra, intercaladas entre otros materiales de la Fm. Mediona. En el primer caso se encuentra una gradación entre el sustrato más o menos brechado y corroído por Microcodium y la costra compacta. En el segundo caso, se suele encontrar relación entre las costras y conglomerados, ya sea en la parte inferior del perfil, o ya sea lateralmente. Tanto en un caso como en otro, el desarrollo de un perfil ideal de estas costras parece haberse iniciado por una primera etapa de calichificación consistente en corrosión de un sustrato calcáreo (calizas del Keuper superior, o niveles de conglomerados) por Microcodium, generalmente colonias laminares. En el caso de la corrosión de las calizas del Keuper superior, esta puede ser tan intensa que el resultado sea una pérdida progresiva de la estratificación y la formación del denominado caliche conglomerático (ESTEBAN, 1974). En una segunda etapa, prosigue la calichificación, que afecta a todo el conjunto, con formación de costra que a veces puede contener restos tanto del material primitivo como de colonias laminares de Microcodium (Fig. 13). Si el proceso de calichificación continua, se forma un nivel de costra calcárea, que en el caso de desarrollarse sobre materiales que se encuentran yaciendo sobre sustratos lutíticos, puede llegar a afectar a la totalidad del nivel (ej. conglomerados calcáreos), transformándolo enteramente.

Texturas y fábricas de las costras calcáreas con Microcodium. Las costras calcáreas con Microcodium, tienen la apariencia externa de una caliza muy compactada, de color generalmente beige y a veces gris o pardo, formada por masas de aspecto micrítico cruzadas por canales de aspecto esparítico en múltiples direcciones, que a menudo se anastomosan y con vetas de síles. A menudo estos canales le dan un aspecto brechoide y/o laminado (Fig. 14). En estas costras a veces se encuentran restos de materiales no transformados, así como en ocasiones crecimientos fisolíticos apreciables a simple vista.

En lámina delgada se observa que estas costras poseen unas fábricas muy complejas. Las masas de apariencia externa micrítica, muestran, en la mayor parte de los casos, una textura peletoide o grumosa (Fig. 15), en la que las partículas aparecen diferenciadas mediante un sistema complejo de canales de microsparita (clotted and channeled micrite, ESTEBAN 1972, 1974). En algún caso se observa asimismo el paso de zonas de micrisparita a formas de Microcodium b (ESTEBAN, 1972). En muchos casos estos peloides micríticos poseen un núcleo formado por un fragmento de Microcodium y más raramente un grano de cuarzo mostrando corrosión en los bordes. A veces se observa disolución gravitacional en la base de los "granos". En otros casos sin embargo, las masas de apariencia externa micrítica uniforme, en láminas delgada se observa que están formadas

FORMACION MEDIONA

- Fig.-13.-** Brecha encostrada (Caliche conglomerático) con Microcodium. Obsérvese los restos de materiales sin "digerir" y de costras anteriores. La flecha señala colonias laminares de Microcodium corroyendo a un fragmento de caliza dedolomitizada. Sección pulida. Muestra EC 12.
- Fig.-14.-** Aspecto de las costras con Microcodium; en este caso con laminación bien desarrollada. Sección pulida. Muestra ME 12. La figura 17 es un detalle correspondiente a esta muestra.
- Fig.-15.-** Costra calcárea con Microcodium. Textura pseudopelletoide, grumosa (micrita moteada y acanalada). Obsérvese la abundancia de fragmentos de Microcodium. Lámina delgada. Muestra ME 18
- Fig.-16.-** Costra calcárea con Microcodium. Filamentos en textura de micrita moteada y acanalada. Lámina delgada. Muestra ME 11.
- Fig.-17.-** Detalle de la laminación de una costra calcárea con Microcodium. Las bandas claras se corresponden con láminas ricas en colonias de Microcodium y las oscuras con texturas micríticas con filamentos más o menos abundantes. Lámina delgada. Muestra ME 12.
- Fig.-18.-** Corpúsculos rellenos de sílex con envueltas de calcita en empalizada. Textura de micrita acanalada y moteada en costras calcáreas con Microcodium. Lámina delgada. Muestra EC 12.
- Fig.-19.-** Colonias de Microcodium. Entre ellas destaca el material no asimilado. Las colonias aparecen parcialmente silicificadas en la zona externa de las colonias a modo de envueltas. Lámina delgada. Muestra EC 5.
- Fig.20.-** Contacto entre costra calcárea con Microcodium y material sin encostrar. Obsérvese una colonia de Microcodium (a) corroyendo la caliza y una antigua colonia ya desaparecida que ha dejado una huella (b) similar a la de la colonia próxima. Lámina delgada, muestra EC 8.



por una micrita densa, oscura con numerosísimos fragmentos de prisma y colonias de Microcodium y algún grano detrítico. A menudo aparece así mismo en las muestras estudiadas la típica textura alveolar descrita en ESTEBAN (1974). Esta textura aparece a veces relacionada con la textura de micrita moteada y acanalada y en otras ocasiones con colonias más o menos disueltas de Microcodium. CALVET et al. (1975) muestran que las texturas alveolares están asociadas a las rizocreaciones en materiales pleistocenos de Mallorca.

En las masas de micrita densa y de micrita moteada y acanalada, aparecen a veces unos pequeños túbulos o filamentos de hasta 100 u de largo y 8 u de ancho, formados por un cristal de calcita, que a menudo se encuentran agrupados en zonas dando un aspecto fluidal y en algunas ocasiones formando círculo (fig. 16, 17). Aparentemente la presencia de estos filamentos no tienen relación con la de Microcodium en la muestra. Estos filamentos muestran una estrecha semejanza con los "needle fibres" de JAMES (1972) y con unos pequeños cristales bacilares de calcita orientados citados por TRUC (1975). Son asimilados a la actividad fúngica a bacterial por dichos autores.

En las zonas en que aparentemente se aprecia laminación macroscópica, en realidad se observa que ésta obedece a una alternancia de bandas micríticas con fragmentos de prismas de Microcodium y/o filamentos y bandas de colonias de Microcodium en epis de mais, más o menos conservadas (Fig. 17).

Un caracter frecuente de estas costras calcáreas con Microcodium es la presencia de sílex. Ha podido observarse que se presenta de varias maneras: Como núcleo de unos corpúsculos esféricos de hasta 400 u de diámetro, en los que destaca una envuelta exterior de calcita en geoda (o primera generación) y un relleno interno de cuarzo criptocristalino. Estos corpúsculos se presentan a menudo como integrantes de la textura de micrita moteada y acanalada (Fig. 18). El origen probable de estos corpúsculos es la disolución de antiguos granos con precipitación de una primera generación de calcita en geoda y un relleno posterior de sílex. La sílice aparece también a menudo en forma de cristales de cuarzo sustituyendo la calcita de colonias de Microcodium (Fig. 19) y más raramente a colonias enteras. En otras ocasiones, la sílice aparece como anchas vetas de calcedonia sustituyendo texturas originales. También en forma de silicificación difusa en zonas localizadas.

Estas texturas, a menudo se encuentran indistintamente o bien asociadas o bien en bandas de diferente textura más o menos alternantes.

Como ha podido comprobarse, existe una profunda interconexión entre las texturas de esta costra y Microcodium. Por una parte, aparecen fragmentos de prismas y colonias en las masas micríticas densas del caliche y fragmentos de prismas como integrantes de los "pelloides" de la textura micrítica moteada y acanalada y por otra, se observa como Microcodium aparece corroyendo a estas costras. Estas dos formas de encontrarse Microcodium, aparentemente diferenciadas, realmente no lo son si consideramos la génesis que se propone para dichas costras. Sobre un sustrato litificado (calizas del Keuper superior más o menos brechadas y karstificadas; brechas, niveles de pudingas de cantos calcáreo dolomíticos etc.) se instala Microcodium como parte de un mecanismo de alteración edáfica. En una primera etapa ligada a un proceso de calichificación inicial Microcodium corroa al sustrato, dando lugar a un caliche conglomerático (sensu ESTEBAN 1974). En esta etapa tiene lugar procesos de microspartización y micritización y en la que todavía pueden quedar restos del material primitivo. El desarrollo de Microcodium parece ligado en estas etapas a la presencia de canales, relacionados posiblemente con raíces.

Si prosigue el proceso de calichificación y de acción de Microcodium éste afecta a todo el sustrato y al caliche previamente formado (Fig. 20), complicándose las texturas. Finalmente en fases tardías suele ocurrir la silicificación, que puede afectar además a las colonias de Microcodium que corroen a las costras.

Caliches desarrollados sobre materiales "blandos": Cuando la calichificación tiene lugar sobre sustratos no litificados, los perfiles de caliche presentan notables diferencias macroscópicas en esta zona. En este apartado trataremos aquellos paleosuelos carbonatados, cuyos perfiles y texturas pueden incluirse en los de los caliches. Existen otros niveles de paleosuelos, algunos muy carbonatados, pero que no presentan dichas características y serán estudiados en otro apartado. Algunos de estos paleosuelos muy carbonatados quizá correspondan a caliches, pero debido probablemente a una historia diagenética compleja, no muestran en la actualidad los perfiles y texturas típicas del caliche.

Sobre materiales blandos, los perfiles de caliche, muestran una variación desde unos niveles inferiores con poco contenido en carbonato cálcico a unos niveles superiores altamente carbonatados. Así en el corte ya mencionado de la carretera de Capellades a Sant Quintí (loc. I-3) se observa un horizonte inferior en el que aparecen pequeños nódulos esferoidales del orden de algunos centímetros sobre el que se encuentra un horizonte de 1 m. de potencia en el que aparecen nódulos cilíndricos verticalizados de 5 a 7 cms. de diámetro. En el corte de Pontons (Fig. 10) nivel d), se puede observar un perfil mejor desarrollado. La parte inferior del nivel está constituida por lutitas rojas con parches de color verdoso, alguno más o menos verticalizado y de tamaño variable. Estas lutitas poseen 27.8% de CaCO_3 . Hacia el techo van apareciendo nódulos (50% de CaCO_3) y grumos más carbonatados (54% de CaCO_3) en el seno de lutitas más carbonatadas que las inferiores (46% de CaCO_3). Algunos nódulos tienen aspecto de carbonato micrítico rojo y a veces blancuzco. Finalmente, en el nivel superior, los nódulos se van volviendo más numerosos y más compactos hasta constituir una masa continua de material altamente carbonatado con aspecto carníolar. Lateralmente, los nódulos (85% CaCO_3) aparecen claramente diferenciados en el seno de lutitas rojo violáceas poco carbonatadas (12,3% CaCO_3). La forma externa de estos nódulos es arríñonada y en algunos la superficie es microrugosa. Internamente algunos se presentan huecos, a veces con rellenos parciales de calcita en geoda (pédolas (FREYTER, 1971)). Una lámina delgada efectuada en uno de estos nódulos muestra que el material está constituido por calcita en cristales anhedrales de unas 120 u con textura granoblástica y en la que destaca algún grano de cuarzo (Fig. 21).

Estos perfiles son muy semejantes a los señalados como típicos de caliche sobre materiales blandos por GILE et al. 1966; NAGTEGAAL, 1969; REEVES, 1970; RUELLAN, 1971; ESTEBAN, 1974, etc.

Otros paleosuelos: Bajo este epígrafe se han agrupado aquellos niveles de paleosuelos que son de tipo diferente a los vistos en páginas anteriores, y aquellos que aun poseyendo un algo contenido en carbonato cálcico, ya sea por sus texturas o por sus perfiles no se pueden incluir dentro de la categoría de caliches.

Algunos niveles lutíticos, y a veces arenosos, presentan abundante moteado de colores blanco, gris, ocre, rojo, etc. Por otra parte, existen unos niveles de color violáceo predominante, con manchas más o menos verticalizadas de color ocre entre otros (ej. perfil ME-I nivel h, perfil ME-II nivel d, fig. 8) que presenta manchas de marmorización y aspecto de paleosuelos hidromorfos. Estas señales de marmorización, correspondientes a procesos de hidro-

morfía no son exclusivas de estos niveles, pero en éstos son los más espectaculares de los señalados en la Fm. Mediona en este área. En los apartados 2.2.5.2. y 2.3.2. se profundizará sobre las características y significado de los paleosuelos hidromorfos.

La Fm. Mediona en este sector, contiene asimismo otros niveles de paleosuelos altamente carbonatados, caracterizados por un aspecto externo lutítico rojo, pero que en realidad, petrográficamente debieran ser considerados, en algún caso como calizas dado su alto contenido en carbonato. Abundan sobre todo en el área de La Llacuna-L'Espoia: Corte E niveles e, d, g etc. (fig. 9); corte ME-I niveles d, i; corte ME-II nivel e (Fig. 8), y a veces relacionados con costras calcáreas con *Microcodium* (Corte EC, nivel j; Fig. 9). El aspecto externo de estos niveles en el perfil de l'Espoia (E) es de lutitas rojas, con un contenido en carbonato que varía entre 50 y más de 90% de CaCO_3 . Así el nivel d de dicho perfil aparece como un material lutítico de aspecto cretoso rojo y blanco, con bastantes granos de cuarzo detrítico. El color blanco se presenta en forma de un reticulado rodeando masas de color rojo. Presenta grumos microcristalinos que observados con el microscopio electrónico de barrido (Fig. 22) aparecen formados por cristales de calcita en una textura granoblástica.

El nivel g del perfil de l'Espoia (fig. 9) está constituido por un material muy carbonatado (75,4% CaCO_3), rojo con parches más claros, muy compactos, cuyo contacto inferior es irregular, transicional y rápido. El material posee aspecto microsparítico, a veces conservando núcleos de Lutita roja. La muestra E9b correspondiente a este nivel, en lámina delgada presenta el aspecto de una masa microsparítica de color amarillento-rojizo, con granos de cuarzo terrígeno y fragmentos de colonias de *Microcodium* más o menos conservados. Aparecen zonas con silicificación incipiente. La masa microsparítica está formada por cristales anhedrales de calcita.

En estos y otros niveles de este perfil aparecen a veces nódulos, geodas de calcita. En la Fig. 23 se observa el aspecto extraño de uno de estos niveles (nivel c, perfil E); destacan unos nódulos entre los que aparecen cristales de calcita tapizando todas las cavidades. Un posible origen de esta estructura podría estar en la desaparición del material lutítico que constituiría la masa en la que se formaron los nódulos y una posterior precipitación parcial de calcita en los huecos, dando el aspecto oqueroso-brechoide al nivel.

En el perfil de Mediona aparecen asimismo niveles de calcilutitas con estructuras similares (geodas-cristallarias; aspecto oqueroso-brechoide; ver fig. 8, ME-II, nivel e).

Muchas de las características de estos paleosuelos carbonatados, han sido descritas por FREYTET (1971), quien ha aplicado una serie de nomenclaturas edáficas a niveles similares (horizontes ruiformes, etc.).

Dentro de la división de algunos paleosuelos efectuados por FREYTET (1969 y 1971), entrarían en la categoría o tipo 3: calcimorfos.

Todos estos paleosuelos carbonatados parecen haber sufrido una historia diagenética muy compleja (en algún caso telodiagenética), que hace francamente difícil asignarles un origen más o menos claro. No se descarta la posibilidad de que en algún caso se trate de caliches.

3) Los niveles lacustres de la Fm. Mediona: En la descripción del perfil ME-II, levantado en las cercanías de la población de Sant Joan de Mediona, se ha mencionado la presencia de unos niveles alternantes de conglomerados y margas, en las que la fauna y flora presente, permite asignar un origen lacustre (carofitas, gasterópodos de agua dulce, etc.). A este respecto es interesante destacar la presencia de crecimientos estromatolíticos en estos niveles. Estos

materiales algales aparecen sobre todo en los niveles conglomeráticos, en forma de fragmentos de tamaño diverso y oncolitos, que pueden alcanzar desde 1 mm hasta 10 cms de diámetro (Fig. 24). Generalmente aparecen muy fragmentados, ya sea como clastos, ya sea como cubiertas oncolíticas de cantos. Se encuentran asimismo en forma de "bioclastos" de tamaño arena en los niveles más margosos. El tamaño de los fragmentos, en general está muy relacionado con el tamaño de los cantos del conglomerado.

Algún crecimiento algal engloba gasterópodos lacustres y granos detríticos. Las laminaciones son muy irregulares, alternando láminas de menos de 1 mm claras y oscuras. Aparecen crecimientos columnares, y algunos laminados con cierta ondulación coexistiendo en el mismo oncolito. Entre las columnas se encuentra material detrítico grueso (arena), pero en los materiales algales no. La superficie de los crecimientos algales es lisa y a veces rugosa-botrioidal, reflejo de la textura laminada ligeramente ondulada y de la columnar respectivamente. En lámina delgada se observa que existen diversas texturas algales (Fig. 25). La laminación alternante clara y oscura obedece a la existencia de láminas de micrita finas de contacto superior neto, e inferior gradual en las zonas más claras y más gruesas. En las láminas micríticas se observa a veces moldes de filamentos erectos de hasta 70 u de largo y unas 15 u de ancho. Las láminas claras corresponden a una textura "esponjosa" con aspecto peletoide, que a veces se observa que corresponde, en secciones apropiadas, a envueltas micríticas de fantasmas de filamentos, entre los que ha precipitado esparita en dos generaciones de cemento. En las zonas claras se observa algún parche esparítico y granos de cuarzo. A menudo se presenta una alternancia de texturas esponjosas más o menos densas y texturas laminadas onduladas, que en ocasiones presentan inicio de desarrollo de estructura columnar. En las zonas laminadas se aprecia alternancia de láminas de micrita más o menos oscura y más o menos densa, observándose en ocasiones fantasmas de filamentos (generalmente erectos).

De todos estos datos, y teniendo en cuenta que en el conglomerado aparecen cantos de costras calcáreas con Microcodium, parece poder concluirse que estos depósitos se originaron en un medio lacustre, probablemente de poca profundidad, con alternancia de periodos de abundantes descargas de material detrítico y periodos más calmados como lo demuestran la alternancia de niveles de granulometría muy gruesa y muy fina, la fragmentación de los estromatolitos, el atrape, en algún caso de material detrítico grueso durante el crecimiento algal y los propios crecimientos oncolíticos y su presencia en los niveles de conglomerados. A este medio lacustre llegarían descargas de material detrítico procedente de la erosión tanto de los materiales triásicos, como de costras calcáreas con Microcodium probablemente desarrolladas sobre ellos. Depósitos algales similares a estos han sido descritos, además de por otros autores, por FREYTET y PLAZIAT (1965, 1972) en formaciones continentales del Cretácico superior y Terciarias de regiones vecinas.

Por otra parte, en la zona SW del Bloque del Gaia, es de destacar la presencia de potentes niveles de arcillas rojas con parches grises, que muy a menudo presentan una gran abundancia de carofitas y pequeños gasterópodos. Estas arcillas, muy a menudo presentan abundantes nodulitos calcáreos y colonias de Microcodium, evolucionado a veces a horizontes con gran cantidad de nódulos calcáreos centimétricos. Todos estos detalles y el hecho de que en algún caso se haya encontrado junto con fauna de tipo terrestre (Vidaliella gerundensis), hace pensar que debió tratarse de formaciones lacustres de escasa profundidad, que en muchos casos quedaron emergidas, por encima del nivel freático, y que empezaron a sufrir inicios más o menos evolucionados de edafización de los que han quedado varias pruebas: color rojo, nódulos calcáreos, presencia de Microcodium, y Vidaliella gerundensis. En esta área no se han encontrado restos algales.

FORMACION MEDIONA

- Fig.-21.-** Lámina delgada mostrando la textura de un nódulo de calciche desarrollado en materiales blandos. En este caso corresponde a una textura granoblástica de cristales de calcita. Lámina delgada. Muestra PT 7'.
- Fig.-22.-** Vista al microscopio electrónico de barrido de los grupos carbonatados de algunos niveles lutíticos de la Fm. Mediona del área de Igualada. Están constituidas por cristales de calcita subeuhedrales. Muestra E 6.
- Fig.-23.-** Materiales de aspecto pseudobrechoide en los que destacan unos nódulos con escasa matriz. En los huecos entre ellos se encuentran cristales de calcita tapizando las cavidades. Sección pulida. Muestra E 5.
- Fig.-24.-** Conglomerado procedente de los niveles basales de origen lacustre del perfil ME-II. Cantos de caliza, dolomía, costra calcárea con *Microcodium* y construcciones algales oncolíticas. (parte derecha de la fotografía). Sección pulida.
- Fig.-25.-** Detalle de uno de los crecimientos algales oncolíticos similares a los de la figura 24. La laminación aparece constituida por una alternancia de bandas claras (con abundancia de microsparita y esparita) fundamentalmente) y oscuras micríticas con filamentos. Muestra ME 5.

FORMACION ORPI

- Fig.-26.-** Dolomía (Dolsparita, antiguo grainstone), con fantasmas de Alveolina. Lámina delgada. Muestra VE 06.

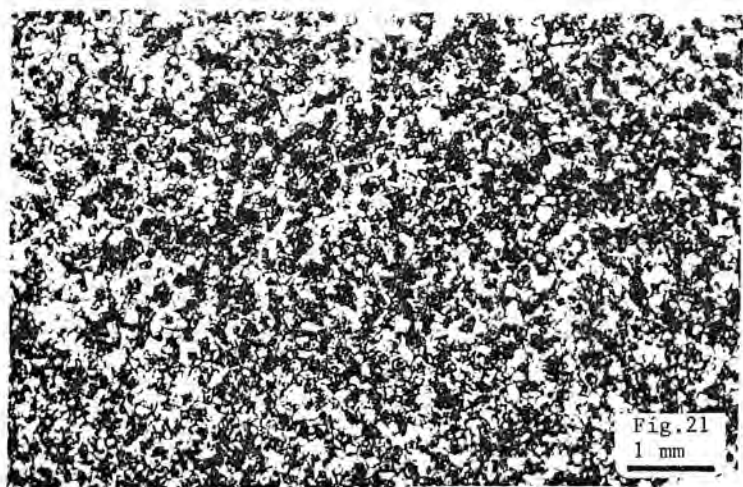
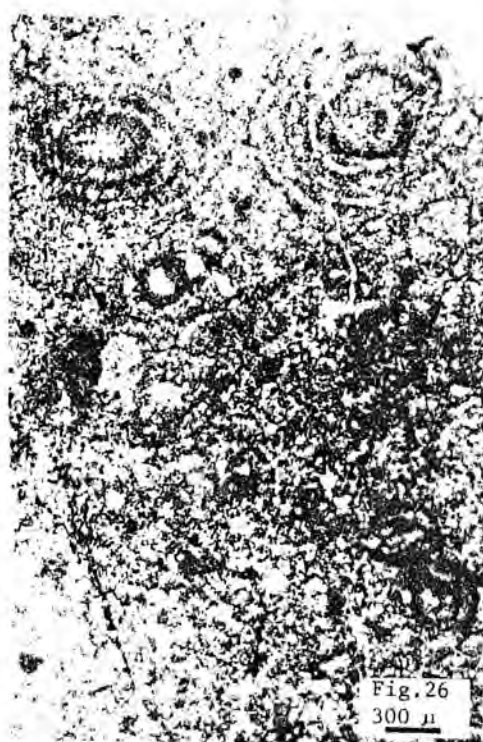
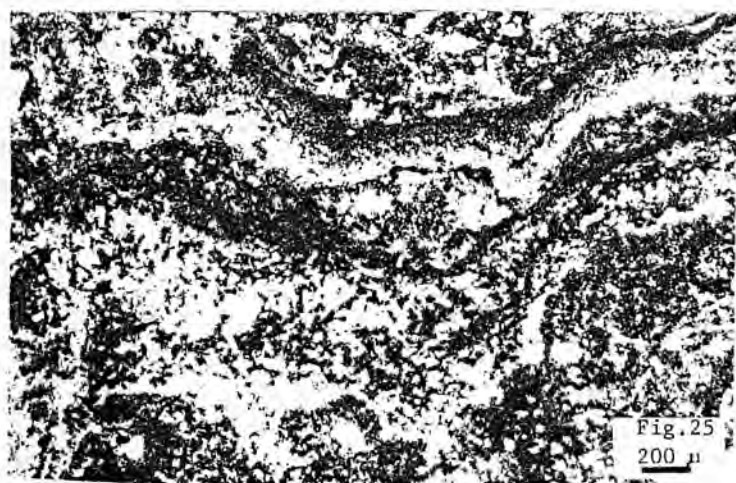


Fig. 24



Contenido paleobiológico. Edad

El contenido fosilífero de la Fm. Mediona no es muy abundante en general. Salvo los niveles lacustres, los demás tramos son prácticamente estériles a excepción de los niveles de paleosuelos, en los que en raras ocasiones se encuentran escasos ejemplares de Vidaliella gerundensis (VIDAL). PLAZIAT (1973) en una revisión de este gasterópodo, señala que aparece lo más tarde en el Thanetiense y desaparece lo más tarde en el Ilerdiense medio. Los demás gasterópodos encontrados (hidrobidos), lo han sido en los niveles lacustres. También es necesario constatar la casi omnipresencia en los niveles lacustres rejos de un pequeño gasterópodo de labro refractado (*), del que ha sido imposible obtener ningún ejemplar completo, pero que es característico de esta formación, no habiéndose encontrado en ninguna otra de las estudiadas en este trabajo.

En cuanto a la flora, es de destacar la presencia de cianofíceas constructuras de estromatolitos y oncolitos, y carófitas: Maedleriella michelina MARSCHKE y Peckichara aff. varians GRAMBAST, ambas características del Thanetiense y del "Sparnaciense inferior".

Es importante señalar aquí el posible hallazgo de un molar de micromamífero en la zona de Sta. Perpetua del Gaia-Jeguet, pero sin garantías de que el horizonte donde fué hallado no estuviese contaminado.

La edad de esta formación, a la luz de los datos anteriores y teniendo en cuenta su posición bajo niveles de caliza con alveolinas del Ilerdiense inferior, sería Thanetiense superior (Véase además cap. II-3).

Consideraciones paleogeográficas ya ambientales

Al intentar efectuar consideraciones sobre los ambientes deposicionales de la Fm. Mediona, debe tenerse en cuenta que los materiales de esta formación aparecen muy afectados por fenómenos pedológicos, a menudo asociados a Microcodium, que en ocasiones enmascaran su origen. Un ejemplo de este enmascaramiento lo constituye el caso de antiguos niveles conglomeráticos en su origen, que han sido "transformados" a costras calcáreas con Microcodium. Por otra parte los datos expuestos anteriormente muestran la existencia de "cubetas" y zonas con escasos depósitos, o nulos (Fig. 11). En estas cubetas tendría lugar una deposición en medios lacustres y fluviales. Los niveles lenticulares de conglomerados responden en muchos casos a depósitos de canales que transportarían materiales procedentes de áreas más elevadas, en la que actuarían procesos edáficos similares a los descritos en párrafos anteriores. La abundancia de fenómenos edáficos nos sugiere que los episodios lacustres serían esporádicos en lo que al área de Mediona se refiere.

2.2.4.- FORMACION ORPI

- Antecedentes:

Han sido numerosos los autores que han mencionado en sus trabajos a las calizas con Alveolina del bloque del Gaia (Fm. Orpi): ALMELA y RIOS (1953, 1954), ALMELA et al. (1956), GARCIA RODRIGO (1957), pero hasta el trabajo de HOTTINGER (1960) no queda fijada de una forma clara su posición estratigráfica. Tras el interesante trabajo de KROMM (1967), surgen los de ROSELL, JULIA y FERRER (1966), donde se menciona por primera vez el nombre de Fm. Or-

(*) En el apéndice aparece como el gasterópodo X

pí, y los de FERRER, ROSELL y REGUANT (1968) y FERRER (1971) que proporcionan abundantes datos sobre esta formación. Es en este último trabajo donde queda formalmente definida esta formación y se describe la sección tipo junto al pueblo de Orpí. A partir de 1973, aparecen las hojas del Mapa Geológico de España 1:50.000 correspondientes a esta zona (BENZAQUEN et al. 1973, PEON et al. 1975), aportando nuevos datos, principalmente cartográficos.

Se remite al lector a FERRER (1971) para la consulta de la sección tipo y definición de esta formación. Según este autor (pág. 11) "se trata de una serie caliza pardo a gris clara con Alveolinas, en bancos medios a gruesos, y que, en general, presenta 100 o más metros de espesor. Comienza esta formación con unas dolomías o calizas dolomíticas pardas a gris amarillentas, de 10 a 20 metros de espesor".

- Descripciones locales:

En Orpí, (FERRER, 1971), sección tipo de la formación, esta aparece constituida por dolmicritas y calizas dolomíticas recristalizadas en la base, sigue un tramo potente de calizas "organógenas" con niveles que poseen abundantes Alveolinas y un pequeño tramo superior de calizas micríticas. La Fm. Orpí, en su localidad tipo, posee unos 100 m. de potencia.

En la zona de Stan Magí, sobre las calizas y dolomías del Keuper superior corroídas por Microcodium, aparece un tramo basal de unos 10,5 m. de dolomías blanco grisáceas en bancos potentes, en las que en los niveles más altos aparecen fantasmas de oolitos. Sigue un tramo potente de unos 64 m. de calizas blanco-beiges constituidas por grainstones de foraminíferos, en los que predominan los miliólidos y rotálidos y abundan Alveolinas, y orbitolíticos. Los niveles superiores de este tramo son dolomías calcáreas de color beige con fantasmas de foraminíferos. Sobre estos niveles yacen los tramos basales de la Fm. Sta. Candia.

El corte de Pontils presenta los niveles basales de la Fm. Orpí cubiertos. No se puede apreciar el contacto con la Fm. Mediona infrayacente, que aflora con sus facies características en las cercanías de Sta. Perpetua del Gaia, al norte de esta población (loc. I-13). Los primeros niveles visibles están constituidos por 17 m. de dolomías beiges y blancuzcas, que localmente presentan moldes de gasterópodos y lamelibranquios, en bancos de 30 cms a 3 m. Sobre estos niveles basales aparecen 2,4 m. de calizas con abundantes fenestras, que soporta 26,5 m. de calizas de color beige a blanco que están constituidas por grainstones de miliólidos fundamentalmente y en las que abundan las alveolinas. El tránsito a la Fm. Sta. Candia aparece aquí cubierto.

En Vallespinosa la Fm. Orpí, aparece constituida por unos 27 m. de dolomías (dolsparitas) con fantasmas de alveolinas que se asientan sobre un nivel de brechas con Microcodium. Como en Pontils, el tránsito a la Fm. Sta. Candia aparece cubierto.

En la zona de Les Bales-Montagut, la Fm. Orpí aparece parcialmente representada por calizas grainstone de foraminíferos (miliólidos, rotálidos, alveolinas, etc.) que a veces se asientan sobre la Fm. Mediona y a veces lo hacen directamente sobre los materiales del Keuper.

En la zona de Pontons, la Fm. Orpí se asienta sobre las arcillas rojas con carófitas de la Fm. Mediona. Los niveles basales están constituidos por 3,5 m. de brechas carniolares y dolomías de color beige con fantasmas de foraminíferos, sobre los que se encuentra 28,5 m. de calizas grainstones de foraminíferos (miliólidos, rotálidos, alveolinos, orbitolíticos, etc.), que localmente presentan granos de cuarzo y que soportan unos niveles de areniscas amarillas que constituyen en esta zona la base de la Fm. Sta. Candia.

En el área de L'Espoya-Mediona, aflora ampliamente la Fm. Orpí. En esta zona los niveles basales (unos 15 m.) son dolomías, aunque cuando estos nive-

les están sin dolomitizar, se ve que corresponden a calizas micríticas (wackestones de foraminíferos). Sobre los niveles basales, aparece el tramo de calizas grainstones de miliólidos, Glomalveolina, Orbitolites, etc. y algún nivel oolítico. En la zona de L'Espoia, la Fm. Orpí presenta poca potencia (32 m. GARCIA RODRIGO, 1957), presentando microfacies de tipo wackestone en la base.

En los alrededores de Carme, los niveles inferiores de la formación están cubiertos. Los tramos superiores (unos 10 m. visibles) están constituidos por calizas grainstone de miliólidos, rotálidos, alveolinas y orbitolíticos, con cierta abundancia local de cuarzo detrítico. Sobre estos niveles, se presentan capas de calizas grainstone de miliólidos y calizas con carófitas que aquí constituyen los tramos basales de la Fm. Sta. Candia.

- Extensión areal, variaciones de potencia. Límites:

La Fm. Orpí aflora ampliamente sobre el bloque del Gaia (Mapa III) presentando variaciones notables de potencia y ligeros cambios de facies. Los mayores espesores corresponden a las zonas de Orpí (100 m. según FERRER, 1971) y Sant Magí (75 m.), adelgazándose hacia el este (32 m. en L'Espoia; GARCIA RODRIGO (1957), y hacia el Sur (42 m. en Pontons) y al Oeste (36 m. mínimos en Pontils, 27 m. de dolomías como mínimo en Vallespinosa). Los sondeos de Castellfullit (ESSO) y Sampedor (S.G.O.P.), han cortado 50 m. y de 45 a 75 (?) m. de materiales asimilables a la Fm. Orpí respectivamente. Hacia el NE del bloque del Gaia, los afloramientos de la Fm. Orpí quedan ocultos bajo el cabalgamiento de la zona de Els Brucs, aunque en la zona de Collbató-Castellar del Valles no está presente, y no aparecen calizas con Alveolina hasta la región del Far (HOTTINGER, 1960). Hacia el Oeste la Fm. Orpí está representada por unos niveles de dolomías que se siguen desde Prenafeta a las cercanías de Montblanc (KROMM 1967). El límite inferior de la Fm. Orpí en el área estudiada, está constituido, cuando está presente por los materiales de la Fm. Mediona; aunque en varias zonas (Fig. 11) se encuentra directamente sobre los materiales triásicos. En toda el área estudiada, sobre las calizas de la Fm. Orpí, cuando está representada totalmente, se encuentran los materiales de la Fm. Sta. Candia.

- Características sedimentológicas

Generalidades: Como ha podido deducirse de lo expuesto anteriormente, La Fm. Orpí presenta algunas características uniformes en toda el área estudiada. Los niveles basales, suelen ser dolomías, que localmente (Mediona, L'Espoia, Pontons) incluyen bancos de carniolas, niveles margosos y brechas, sobre los que yacen dolmicritas y calizas mudstone y wackestone con foraminíferos. En otros lugares (Sant Magí), los niveles basales están representados por dolomías bien estratificadas.

Sobre estos niveles basales, el grueso de la Formación Orpí está constituido por calizas con estratificación regular, en bancos delgados a gruesos, formados por grainstones de foraminíferos generalmente, y localmente con finos niveles oolíticos hacia la base del tramo. Los niveles más altos de la formación, cuando afloran, aparecen constituidos por niveles de dolomías con fantasmas de foraminíferos que marcan ya el tránsito a la Fm. Santa Candia. En Vallespinosa, la Fm. Orpí está constituida por dolomías epigenéticas. Esta dolomitización empieza a manifestarse en Pontils, donde aparecen intercalados varios niveles de estas dolomías en el tramo de calizas grainstone.

Tipos petrográficos. El estudio mediante gran número de láminas delgadas y secciones pulidas ha permitido reconocer una serie de tipos petrográficos y microfacies, que se detallan a continuación:

- Dolsparitas - Color blanco a beige. En teneral los cristales, que tienen tamaños muy variables (desde unas pocas micras a 100 o más) poseen formas anhedrales, aun cuando localmente se observan formas subhedrales y aun subhedrales. Frecuentemente son muy porosas y poseen moldes de fósiles. En otros casos se pueden apreciar fantasmas de la textura original (Fig. 26). Es bastante corriente para una misma muestra encontrar variación en el tamaño de los cristales, encontrándose zonas irregulares, con bordes más o menos difusos y de tamaño de cristales muy finos, entre grandes áreas de tamaño de cristal mayor (Fig. 27). En algún caso se observan parches de calcita con extinción uniforme que engloban fantasmas de romboedros y que podrían corresponder a inicios de dedolomitización. Ocasionalmente se observan puntos ferruginosos correspondientes probablemente a cristales de pirita limonitizados. En algún caso se ha observado laminación, teniendo las láminas diferente tamaño de cristales de dolomita.

- Micritas (mudstones - wackestones) y dolmicritas - Las dolmicritas, suelen presentar colores blancuzcos a beige oscuro, con moldes de fósiles y en ocasiones preservan algunos de ellos. A veces se observan peloides. Son menos porosas que las dolsparitas, y mucho menos abundantes que ellas. Presentan asimismo puntos ferruginosos.

Las calizas micríticas generalmente poseen un color beige claro. Poseen cantidades variables de fragmentos e individuos bien conservados de foraminíferos, por lo que textualmente pueden entrar en las categorías de mudstones y wackestones (Figs. 28 y 29). El fango micrítico posee abundantísimos fragmentos minúsculos de fósiles. Los componentes suelen ser predominantemente rotálidos y miliólidos, aunque en algunos casos abundan ostrácodos y valvulínidos.

- Grainstones - Las calizas con textura de soporte de grano constituyen la microfacies más abundante de la Fm. Orpí (Fig. 30 y 31). La mayor parte de estas son grainstones, no obstante, algunas microfacies presentan problemas de atribución pues si bien aparecen como rocas de soporte de grano (foraminíferos), queda la duda de si deben referirse a grainstones o packstones que en este último caso hubiesen sufrido una fuerte compactación y en la que el escaso fango (micrita) presente pudiera confundirse con la pared de los foraminíferos al presentar un aspecto similar. Este caso, por lo demás no es frecuente.

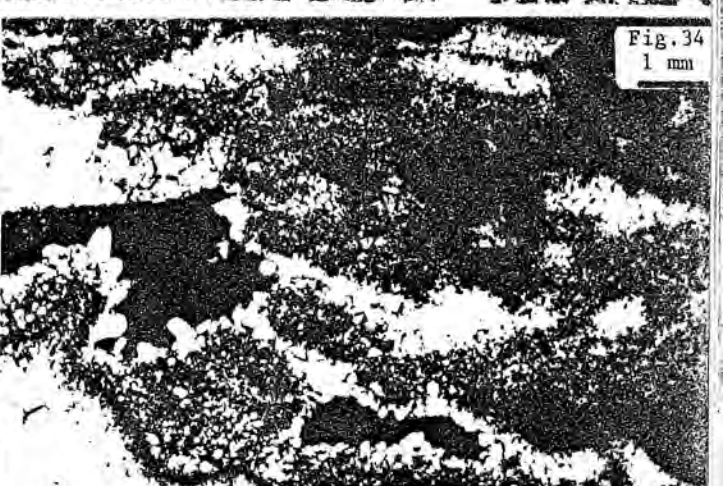
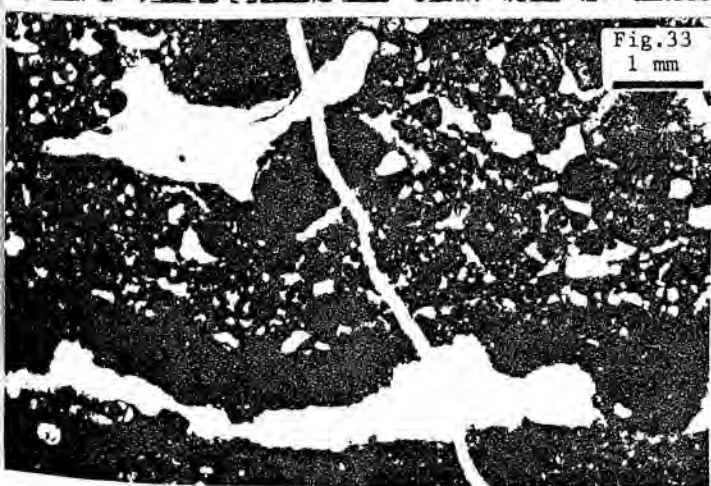
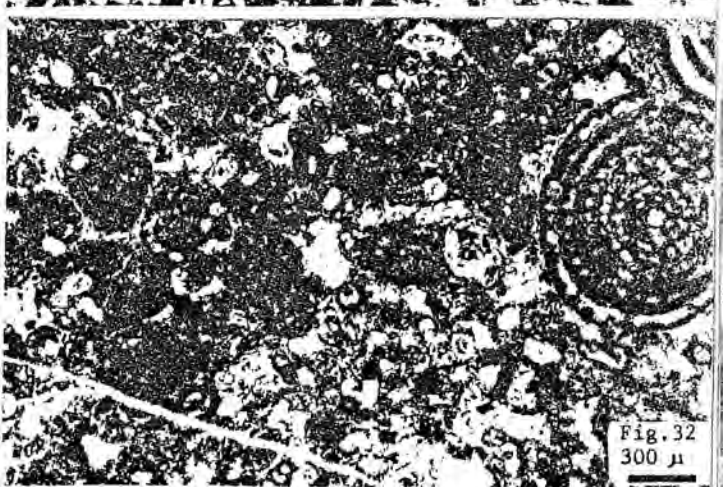
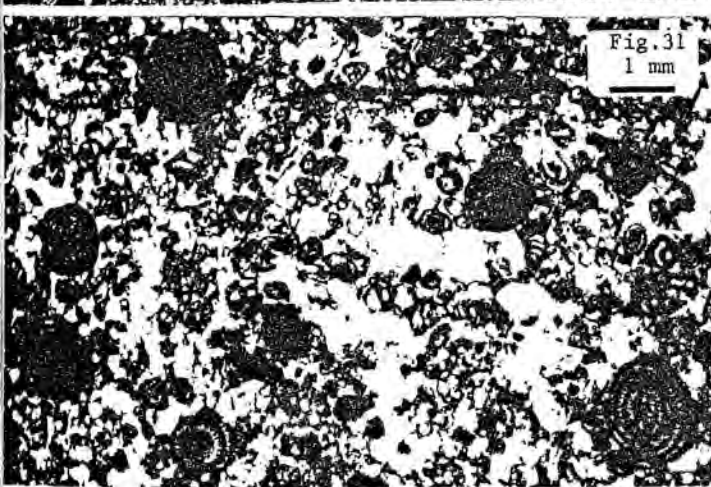
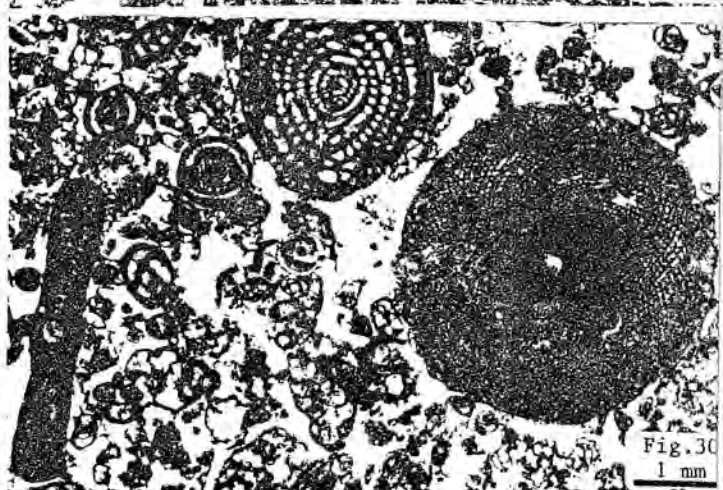
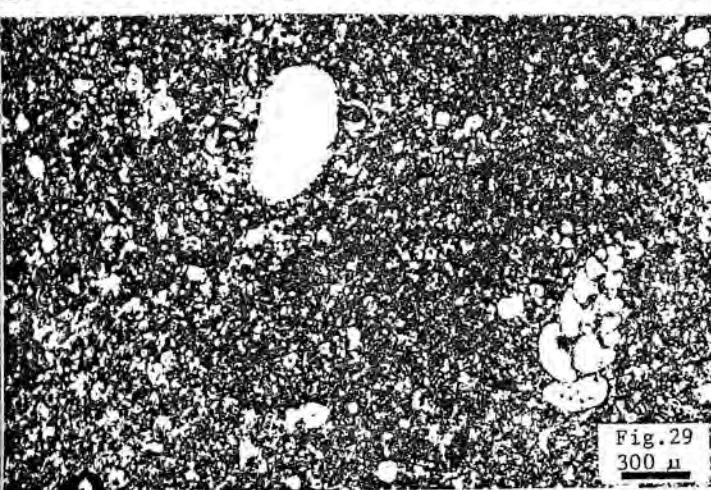
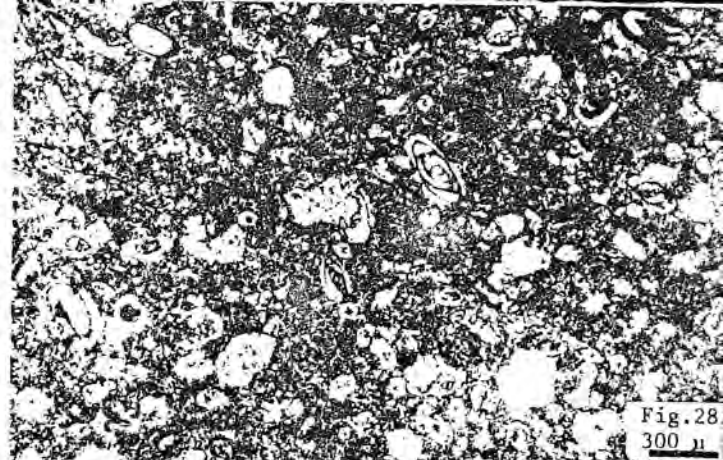
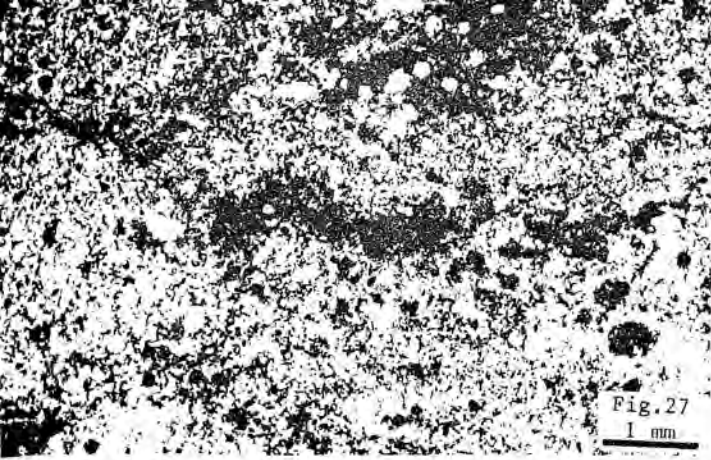
En esta facies no se han observado más estructura sedimentaria que estratificación cruzada en raras ocasiones.

Componentes de origen orgánico:

- Foraminíferos. Constituyen la gran mayoría de los granos, llegando en ocasiones a representar más del 95 % de ellos. Su tamaño es variable; algunos ejemplares de Orbitolites alcanzan varios centímetros. Generalmente se presentan enteros, aunque algunos grupos presentan deformaciones (miliólidos, alveolínidos). Aun cuando el porcentaje y presencia de los géneros y especies varía de una muestra a otra, los miliólidos y rotálidos casi son omnipresentes alcanzando estos dos grupos un porcentaje muy elevado; en general siguen en abundancia Alveolina y Glo-malveolina, seguidos de Orbitolites, que en ocasiones puede ser más numeroso que Alveolina y Glo-malveolina. Con mucha menor importancia se presentan otros foraminíferos-(valvulínidos, operculinoides, etc.).
- Ostrácodos. La mayor parte de las veces aparecen con las dos valvas cerradas, suelen ser de pequeño tamaño. No son muy abundantes.

FORMACION ORPI

- Fig.- 27.- Dolaparita con parches de dolmicrosparita (correspondiente a las zonas más oscuras de la fotografía. Lámina delgada. Muestra VE 03
- Fig. 28.- Wackestone de foraminíferos correspondiente a los tramos basales de la Fm. Orpí. Lámina delgada. Muestra EC 10 b
- Fig.- 29.- ~~Mudstone~~ Mudstone con valvulínidos y rotálidos. Lámina delgada. Muestra E 14
- Fig.- 30.- Grainstone de foraminíferos (Alveolina, Orbitolites, miliólidos, valvulínidos, etc.). Lámina delgada. Muestra SM 25.
- Fig.- 31.- Grainstone de foraminíferos. Microfacies característica de la Fm. Orpí. Lámina delgada. Muestra BM 22 .
- Fig.- 32.- Grainstone de granos de micrita (peloides) y foraminíferos tramos altos de la Fm. Orpí. Lámina delgada. Muestra CA 04
- Fig.- 33.- Grainstone con porosidad tipo keystone. La flecha señala una película microcristalina que envolvía un fenestral y que ha colapsado antes del relleno de la cavidad por un cemento posterior. Lámina delgada. Muestra PO 102.
- Fig.- 34.- Antiguas cavidades con rellenos de sedimento interno geope-tales (señalados por una flecha) y varias generaciones complejas de cemento. Lámina delgada. Muestra PO 102.



- Algas calcáreas: Se ha observado algún raro fragmento atribuible a coralináceas, pero dada la semejanza con los fragmentos de orbitolítidos, debe tomarse el dato con reserva. En una ocasión se ha observado un tallo de carófito en una muestra correspondiente a los niveles más altos de la formación.
- Briozoos. Fragmentos de colonias de briozoos se han observado en varias laminas delgadas, no suelen exceder los 2 o 3 mm. de tamaño. Se suelen conservar las envueltas micríticas de los mismos.
- Equínidos. El caso más frecuente es encontrar fragmentos con cementos sintaxiales de esparita. En un caso se ha observado silicificación parcial de un fragmento. Se encuentran en buena parte de las microfácies observadas pero en escaso número.
- Moluscos. No son muy abundantes, presentándose los gasterópodos casi enteros y fragmentos atribuibles a bivalvos. La mayor parte de las veces sólo se observa las envueltas micríticas de las conchas de los moluscos rellenas con dos generaciones de cemento.

Componentes no bioclásticos. No son muy abundantes, pero se han observado los siguientes:

- Cuarzo: es el único componente terrígeno observado. Cuando está presente, lo que ocurre rara vez, lo hace como granos monocristalinos de pequeño tamaño, localmente abundantes, pero dispersos en la lámina delgada.
- Oolitos: son muy escasos, y se han observado en raras ocasiones. Poseen pocas envueltas, muy gruesas y son de pequeño tamaño (entre 0,4 y 0,6 mm.).
- Peloides: Granos de micrita de pequeño tamaño (Fig. 32) se han observado en raras ocasiones, a veces muy compactados, y ofreciendo el aspecto de mudstones. Contienen pequeños foraminíferos. No se descarta un origen "intraclástico", que quedaría corroborado por la presencia de cuarzo terrígeno en estas muestras.

Texturas.

En lámina delgada, las texturas de los grainstones son muy semejantes. Aparecen como fábricas con soporte de granos, aunque en ocasiones se observa, aun dentro de una misma preparación zonas donde los componentes aparecen muy separados con gran abundancia de cemento. Generalmente se observa que éste ha precipitado en dos generaciones, la primera fibrosa, que ha precedido en ocasiones a una fase de compactación y rotura de algunos fragmentos (envueltas micríticas sobre todo) y a la precipitación de una segunda generación de tipo espático (blocky).

Una característica muy común de estos grainstones es la presencia de foraminíferos muy deformados. Curiosamente la deformación afecta principalmente a los alveolínidos, y en menor grado a los miliólidos y orbitolítidos. En cambio los rotálidos no aparecen nunca deformados, a lo sumo fragmentados.

La interpretación de estos fenómenos no es sencilla, por una parte podría tratarse de deformaciones taratológicas; no obstante, atendiendo a la microestructura de las conchas de los foraminíferos, se puede encontrar otra explicación: Tanto alveolínidos como miliólidos y orbitolítidos poseen conchas aporcelanadas. Las paredes de estas conchas, están formadas por cristales aciculares orientados al azar en las tres dimensiones (BATHURST, 1971) y por tanto fácilmente deformables. En cambio, los rotálidos presentan paredes con estructura radial perforada, en que los cris-

tales de calcita están orientados perpendicularmente a la superficie. En el primer caso es más sencillo explicar una mayor facilidad a la deformación ante la compactación; ésta, además vendría corroborada por algunos detalles observados en las microfacies, como sería el hecho de encontrar algunos contactos casi interpenetrantes, crecimientos sintaxiales de puzos de equínidos que han deformado alveolínidos, etc.

Un caso especial de grainstones diferentes al resto de los que generalmente se encuentran en la Formación Orpí lo constituye el nivel correspondiente a la muestra PO 102, del corte de Pontils (Lám. I). En lámina delgada (Fig. 33) se observan varias texturas alternantes complejas: el grueso de la muestra está constituido por grainstone, que intercala texturas wackestone-packstone de pequeños foraminíferos y granos de micrita o peloides, y alguna banda de micrita. Los grainstones poseen como componentes principales: granos de micrita redondeados, algunos de los cuales parecen compuestos (antiguos grainstones de peloides). En las zonas grainstone aparecen fenestrals, correspondiendo a porosidad de tipo keystone (DUNHAM, 1970), que están groseramente alineados siguiendo la estratificación y de un tamaño medio de 3 mm. de ancho, por uno de alto, aunque son bastante irregulares. A veces aparece un film criptocristalino enmarcando la cavidad. Algunas cavidades son muy alargadas, presentándose en las bandas de packstones. Texturas similares a estas últimas han sido interpretadas por WILSON (1975) como grietas de desecación. Los fenestrals presentan un relleno con una primera generación de cristales fibrosos de hasta 180 μ de largo perpendiculares a la pared de la cavidad y una segunda etapa de relleno de calcita "blocky". En algún caso se observa que la película criptocristalina ha colapsado, precipitando calcita "blocky" en el nuevo intersticio creado (Fig. 33).

En otras zonas de la muestra se observa cierta recristalización y la formación de una antigua cavidad con un relleno complejo de varias generaciones de calcita blocky entre las que ha habido etapas de relleno parcial con sedimento interno (Fig. 34). Rellenos de cemento fibroso gravitacional en poros y cavidades han sido citados por diversos autores en beach-rocks y zonas litorales de numerosos lugares EVAMY (1973), MOORE (1971) etc. Todos los detalles apuntados anteriormente hacen pensar en un posible origen litoral con episódicas emersiones para este nivel.

Distribución estratigráfica de los diferentes tipos petrográficos: En varios lugares (Mediona, L'Espolla, Pontons) en la base aparecen niveles de carnioles y localmente brechas y niveles margosos, sobre los que yacen unos bancos de dolomías, generalmente dolmicritas y wackestones de foraminíferos. En otros lugares (Sant Magí, Els Casals, etc) los niveles basales están representados por dolomías bien estratificadas. En el techo de estos niveles basales, pueden aparecer fantasmas de oolitos en las dolomías. En Pontils, se encuentran niveles de grainstones con indicios de exposición subaérea (cemento gravitacional marino vadoso). Sobre estas facies basales, uniformemente aparecen los grainstones de foraminíferos que constituyen el grueso de la formación. Los niveles más altos vuelven a ser dolomíticos y localmente calizas wackestone, aunque a menudo no se puede observar bien el tránsito a los niveles lagunares de la Fm. Sta. Candia que se les superponen. Los granos de cuarzo terrígeno se encuentran en mayor abundancia en los niveles inferiores y superiores de la Formación Orpí. En Pontons las areniscas amarillentas de la base de la Fm. Sta. Candia se superponen directamente a facies de grainstones de foraminíferos de la Formación que nos ocupa.

Se puede observar, por otra-parte, que una dolomitización postdeposicional ha afectado a la Fm. Orpí desde las proximidades de Pontils, donde ya se observan indicios, hacia Vallespinosa, y más al SW, donde prácticamente toda la serie aparece dolomitizada. El estudio de las dolomías, permite observar que se ha sustituido, en parte, texturas de tipo grainstone de foraminíferos por doloparita (Fig. 26). Queda problemática no obstante la época en que ocurrió esta dolomitización a escala regional de la Fm. Orpí al SW de Pontils.

Contenido paleobiológico. Edad:

El contenido fosilífero de esta formación es abundantísimo. Gran parte de sus niveles son grainstones de foraminíferos bentónicos, y otros bancos, los contienen en gran cantidad. Los foraminíferos más abundantes son: Miliólidos, rotálidos, alveolínidos, orbitolítidos y textuláridos entre otros. Aunque cuantitativamente mucho menos importantes cabe citar la presencia de restos atribuibles a equínidos, gasterópodos, lamelibranquios, briozoos, etc. En el anexo figura la lista de foraminíferos presentes en las microfacies de esta formación. El cuadro III, (ver capítulo II-3) muestra la distribución de las diferentes especies de Alveolina y Orbitolites procedentes de muestras de esta formación. Precisamente el análisis de este cuadro permite corroborar la edad asignada por FERRER a esta formación: Ilerdiense inferior y medio.

Consideraciones paleogeográficas y ambientales: Al intentar efectuar un estudio de los ambientes de posicionales de la Fm. Orpí, deben analizarse tanto los datos sedimentológicos, como los suministrados por la fauna que en ella se encuentra, aunque con respecto a esto último debe tenerse en cuenta la escasez de datos paleoecológicos y la dificultad de llegar a un correcto análisis de los mismos. Las indicaciones paleoecológicas suministradas por los foraminíferos deben tomarse con reservas; no obstante parece ser que los alveolínidos suelen encontrarse en zonas muy costeras de plataformas restringidas protegidas, bajos, etc. Los orbitolítidos suelen presentar semejantes hábitats; en la actualidad se encuentran relacionados con sustratos con abundantes fanerógramas marinos (sea grass). Los conjuntos dominantes de miliólidos, no deben tomarse como indicadores de condiciones hipersalinas; se encuentran en la actualidad en salinidades normales en áreas tropicales (BRASIER, 1975). Los rotálidos paleógenos suelen presentar una distribución semejante a las de los Alveolínidos, pudiéndose encontrar en zonas de plataforma más abierta (FERRER et al. 1973).

Analizando los datos sedimentológicos y teniendo en cuenta los datos paleoecológicos, se propone el siguiente modelo deposicional para la Fm. Orpí: En el área estudiada, la sedimentación carbonatada de esta formación parece constituir un ciclo transgresivo-regresivo. Los niveles basales, con brechas y carníolas producidas quizá por la disolución de evaporitas y niveles de micritas y dolmicritas indicarían zonas muy costeras posiblemente plataformas restringidas, comportándose en ocasiones como áreas supralitorales carbonatadas. Las facies de grainstones de foraminíferos, pueden interpretarse como depósitos en ambientes de cierta energía, sin deposición de fango carbonatado, en áreas de plataforma poco profunda y bajos (shoal lime sands). La ausencia total de nummulítidos nos indicaría zonas más o menos alejadas de mar abierto. La presencia de algún nivel oolítico y de litofacies asimilables a "beach rocks" en el tránsito de los niveles basales a las típicas litofacies de grainstones de foraminíferos (indicarían la existencia de zonas de escasa profundidad, localmente emergidas y en ocasiones de cierta energía, limitando áreas más restringidas de zonas relativamente menos protegidas. Por último los niveles superiores de la Fm. Orpí señalan una vuelta a las condiciones primitivas (presencia de deposición de fangos, dolomías), es decir mucho más restringidas que las anteriores. El ciclo queda completado con los niveles regresivos de la Fm. Sta. Candi, que muestran un claro origen lagunar con mayores o menores influencias marinas.

2.2.5.- GRUPO PONTILS

La unidad litoestratigráfica denominada en este trabajo Grupo Pontils, corresponde a la unidad diferenciada por otros autores bajo el nombre de Fm. Pontils (FERRER, 1971), del área de Igualada. En el apartado 2.1 se justifica el cambio de rango de esta unidad.

Los materiales del Grupo Pontils han sido estudiados por numerosos autores que se han ocupado del Paleógeno del área de Igualada. Respecto a los trabajos relativamente más modernos cabe citar los de ALMELA y RIOS (1954) quienes lo incluyen en lo que denominan "Eoceno inferior". JULIVERT (1954) presenta numerosos cortes del Eoceno y Oligoceno del área Montblanc-Igualada, con descripciones generales de las series paleógenas continentales que quedan por debajo de los niveles marinos. ALMELA et al. (1956) denominan a estos materiales "tramo lacustre". HOTTINGER (1960) señala que los materiales de origen continental que se sitúan entre los niveles de calizas con Alveolina del Ilerdiense y los niveles marinos de Collbas e Igualada deben pertenecer al Cuisiense y Luteciense. ROSELL, JULIA y FERRER (1966) publican un corte detallado del Eoceno efectuado en las cercanías de Sta. Maria de Miralles, denominando Fm. Pontils a la serie de materiales de origen continental comprendidos entre las calizas de la Fm. Orpí y los niveles marinos biarritzien-ses. KROMM (1967) presenta un cuadro estratigráfico bastante completo del Eoceno entre Montblanc e Igualada, denominando a los materiales de este Grupo "la serie roja Ypreso-luteciense". FERRER (1971) define formalmente dicha unidad asignándole el rango de formación, y extendiendo sus límites a toda el área de Igualada y las áreas de Montserrat-Sant Llorenç del Munt y valle del Congost. PALLI (1972) amplía la extensión areal definida por FERRER a la zona del Emporda.

Según las ideas expuestas en el apartado 2.1, el Grupo Pontils en el área de Igualada se ha considerado como constituido por diversas formaciones (Fig. 4) cuyas características se precisan en los apartados siguientes. El Grupo Pontils desde un punto de vista sedimentológico-ambiental posee el significado de materiales depositados por lo general en zonas distales respecto a los bordes de Cuenca. Sus materiales son fundamentalmente lutíticos, calcáreos y evaporíticos, aunque algunas formaciones presentan niveles arenosos y conglomeráticos. No deben ser incluidas por tanto en este Grupo ni litológica ni genéticamente las numerosas unidades litoestratigráficas de borde de cuenca o zonas proximales a él que se encuentran en otras áreas de la Cuenca del Ebro.

El Grupo Pontils se extiende al SW del área de Igualada, por la zona de la Conca de Barberà (cf. KROMM, 1967), y hacia el centro de la cuenca del Ebro, como lo demuestran los sondeos de Santpedor (S.G.O.P.) y de Castellfollit del Boix (ESSO). Es conveniente no incluir en esta unidad a otros materiales del borde oriental de la Cuenca del Ebro al Norte de la zona de Els Brucs.

2.2.5.1.- FORMACION SANTA CANDIA

Definición.

En la franja desde Carme a Vallespinosa y en el bloque del Gaia, sobre las calizas con Alveolina de la Fm. Orpí, yace un tramo constituido fundamentalmente por una alternancia de niveles lutíticos y margosos, y de niveles carbonatados, que en ocasiones intercalan bancos de areniscas. A este tramo se le asigna el nombre de Formación Santa Candia, por aflorar extensamente en los alrededores de este caserio, aun cuando la sección tipo se ha efectua-

do en la zona de Sant Magí de Brufaganya, dada la intensa tectonización que afecta a los materiales de esta formación en la zona de Santa Candia, no observándose además, el contacto inferior en dicha localidad.

Antecedentes

Los autores que se han ocupado de los materiales eocénicos de esta región, no han diferenciado, generalmente, esta Unidad. HOTTINGER (1960) la incluía en el "tercer banco calcáreo", describiéndolo junto a las "Calizas con Alveolina". ROSELL, JULIA y FERRER (1966) y FERRER (1971) la incluyen en la Fm. Pontils, considerándolos como los niveles basales. KROMM (1967) incluye esta formación en lo que él denomina serie roja Ypreso-Luteciense, y basándose en la presencia de Halkyardia minima en los niveles basales, deduce la existencia de una posible laguna estratigráfica que abarcaría una parte del "Ypresiense". Los autores de las Hojas (plan Magna) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (BENZAQUEN et al. 1973a, b, c) lo denominan "tramo lagunar Cuisiense", delimitándolo cartográficamente en toda el área objeto de este estudio.

Descripción

Como sección tipo de la Fm. Sta. Candia se describe a continuación el tramo correspondiente a esta formación del perfil de Sant Magí (Fig. 35), efectuado al NE de la ermita del mismo nombre.

Yacente: Dolomías calcáreas beigeas en bancos gruesos, con fantasmas de foraminíferos que vacan sobre los últimos niveles de alizas con Alveolina corbarica (Fm. Grpí).

- 1,5 m.- Cubierto, parece corresponder a un nivel más arcilloso.
- 3 m.- Dolomías de color beige amarillento en bancos de 10 a 20 cms. con foraminíferos pequeños y parches de calcita espática. Moldes de posibles evaporitas.
- 6 m.- Semicubierto, margas ocreas y grises, parece que alternan con niveles más compactos algo dolomíticos.
- 4,5 m.- Semicubierto. Margas y niveles de carniolas y dolomías beigeas ocreas. Las carniolas poseen nodulitos subsféricos de sílex de 2 a 3 mm. de diámetro.
- 3 m.- Dolomías, margas y carniolas amarillentas y alguna rojiza con niveles de sílex (calcedonia largo-lento) brechoide.
- 13,5 m.- Tramo cubierto, corresponde a un nivel predominantemente lutítico rojo y gris.
- 7,5 m.- Lutitas arenosas rojas con parchecillos verdosos y fractura concoída. Posee intercalado un nivel de areniscas rojas del orden de 1 m. de potencia, de grano fino a muy fino con laminación ripple.
- 3 m.- Cubierto, lateralmente parece corresponder a un nivel de lutitas rojas.
- 1,5 m.- Calizas micríticas de color beige con ostrácosos, algún grano de micrita y parchecillos esparíticos.
- 4,5 m.- Tramo predominantemente lutítico rojizo y grisáceo con niveles intercalados de dolomías porosas blancas con posibles moldes de evaporitas.
- 0,3 m.- Dolomía arcillosa blanca.
- 2,5 m.- Alternancia de niveles arcillosos grises y niveles de aspecto dolomítico blancos.
- 1,5 m.- Calizas beigeas con trazas de raíces o burrows; con lutitas verdosas en forma de parches en la parte superior del banco. Es un grainstone-packstone de granos de micrita con parches esparíticos.
- 1 m.- Semicubierto. Calizas semejantes a las del nivel anterior con intercalaciones margosas grises.
- 1,5 m.- Calizas beigeas parece constituida por un grainstone de granos de micrita, granos revestidos y lumps. Poseen parches esparíticos verticalizados, de anchura milimétrica.

Techo: Niveles de lutitas rojas ocupados por campos de cultivo que constituyen los niveles basales de la Fm. Carme.

Se debe tener en cuenta la posibilidad de que en la sección tipo la potencia esté algo exagerada debido a repeticiones tectónicas.

Como sección de referencia, se describe a continuación la sección correspondiente a la Fm. Sta. Candia del perfil de Carme (Lám. I).

Corte tipo de la Fm Sta Cándia

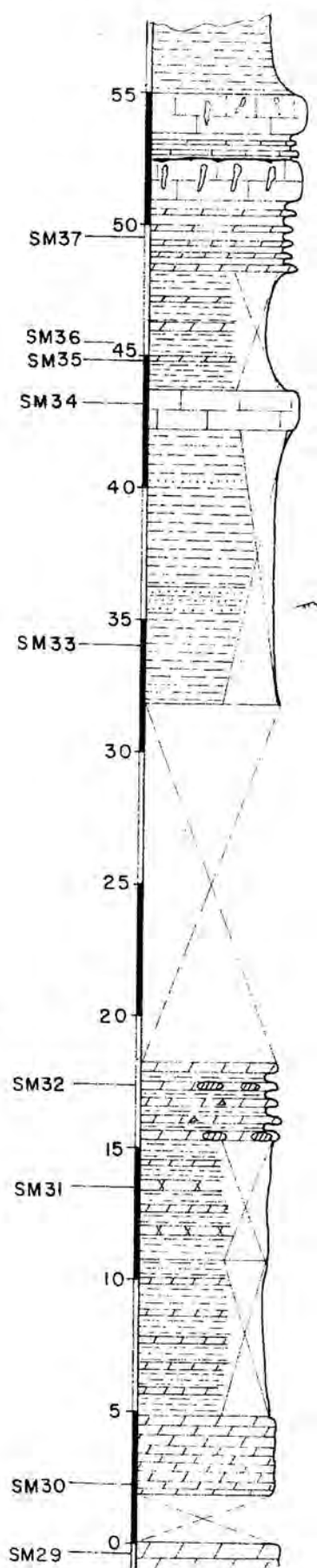


Fig. 35

Yacente: Niveles de caliza con alveolinas de la Fm. Orpí. El contacto con la Fm. Sta. Candia no se observa bien, por corresponder a un tramo de unos 2 m. cubiertos.

- 1 m.- Calcarenita amarillenta (grainstone) de foraminíferos (miliólidos fundamentalmente).
 - 3 m.- Tramo semicubierto. Se aprecian niveles de margas blancuzco-amarillentas y calizas brechoides.
 - 1,5 m.- Caliza grainstone-biosparita de miliólidos fundamentalmente, color amarillento. Posee además abundantes rotálidos y fragmentos de puas de equínidos.
 - 3 m.- Cubierto.
 - 0,5 m.- Micrita parda con abundantes carófitas (tallos y oogonios), ostrácodos y algún raro foraminífero. Zonas con fabricas fenestral muy pequeñas.
 - 6 m.- Tramo cubierto en el que se aprecian algunos bancos de calizas con miliólidos y calizas con ostrácodos y carófitas.
 - 3 m.- Cubierto.
 - 1 m.- Arenisca de grano fino, rojiza-amarillenta. Granos de cuarzo, chert y calcita.
 - 2,3 m.- Lutitas rojas y ocreas. La parte inferior del tramo aparece cubierto.
 - 0,7 m.- Caliza micrítica beige oscuro con ostrácodos y carófitas.
 - 1,5 m.- Cubierto.
 - 0,5 m.- Calizas micríticas de color pardo con ostrácodos y carófitas.
 - 2 m.- Cubierto.
 - 1 m.- Calizas micríticas grisáceas con carófitas (oogonios y tallos), ostrácodos y foraminíferos de concha muy fina.
 - 1 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino en capas centimétricas, algunas con ripples en el techo de las capas.
 - 1,3 m.- Lutitas blancuzco amarillentas, rojo violáceas y versicolores, algo arenosas y con cristálitos (geodas) de calcita.
 - 1,5 m.- Lutitas arenosas gris amarillentas, muy bioturbadas en la parte alta.
 - 0,3 m.- Calizas arcillosas blancas con fauna abundante de bivalvos, ostrácodos y foraminíferos (miliólidos predominantemente).
 - 1 m.- Margas blancuzcas semicubierto.
 - 0,5 m.- Caliza grainstone de microforaminíferos, pellets (?) y ostrácodos.
 - 3 m.- Calizas y margocalizas alternantes, con Cyrena. Semicubierto.
- Techo: Niveles lutíticos y arenosos rojos de la base de la Fm. Carme.

Entre Can Bou y el desvío de Orpí (loc. I-14), afloran, junto a la carretera, los tramos superiores de la Formación Sta. Candia, que poseen un aspecto similar a los correspondientes de Carme. Están constituidos por una alternancia en bancos de 20 a 30 cms. de calizas y margocalizas gris verdosas, estas últimas muy bioturbadas, que yacen sobre unos niveles de lutitas rojas y verdosas. Las margocalizas poseen abundantes ostrácodos, foraminíferos (miliólidos fundamentalmente), ostreidos, Cyrena y Potamides. Se encuentran asimismo dientes de pez, carófitas y restos vegetales. alguna capa de caliza está formada exclusivamente por acumulación de ostrácodos.

Al N. del caserio de Santa Candia (loc. I-15), los tramos superiores de esta formación están formados por calizas finamente estratificadas, con niveles de acumulación de ostrácodos que en su parte superior intercalan niveles de margas verdosas. Las margas han proporcionado foraminíferos (miliólidos fundamentalmente), ostrácodos, bivalvos y puas de equínidos y dientes de peces (lábridos). El nivel arcilloso superior ha proporcionado abundantes oogonios y tallos de carófitas (Maedleriella lavocati y Microchara vestita).

En la zona de Santa María de Miralles la Fm. Sta. Candia está muy tectonizada, llegando en algunos lugares a no aparecer por laminación tectónica.

En la zona de Pontons y al NE de Esblada, los niveles basales son unas areniscas amarillas cuarzosas que van intercalando niveles de margas amarillas con hiladas rojizas.

La carretera que conduce desde Vallespinosa a la Ermita de Sant Magí, permite efectuar un corte de buena calidad, sobre todo en los niveles altos de la Fm. Sta. Candia (Fig. 36), por lo que se describe a continuación.

0) Calizas beigeas. Son grainstones biosparitas de foraminíferos (miliólidos, rotálidos, Alveolins, Glomalveolina, Gibitolites, etc.). Se ha podido determinar Alveolina noussolensis y Orbitolites aff. intimarginalis.

1) Dolomías blancuzcas ligeramente arcillosas.

2) Alternancia de margas en bancos del orden de 50 cms. con niveles de dolomías blan-

Corte de la carretera de
Valldeperes a Sant Magi

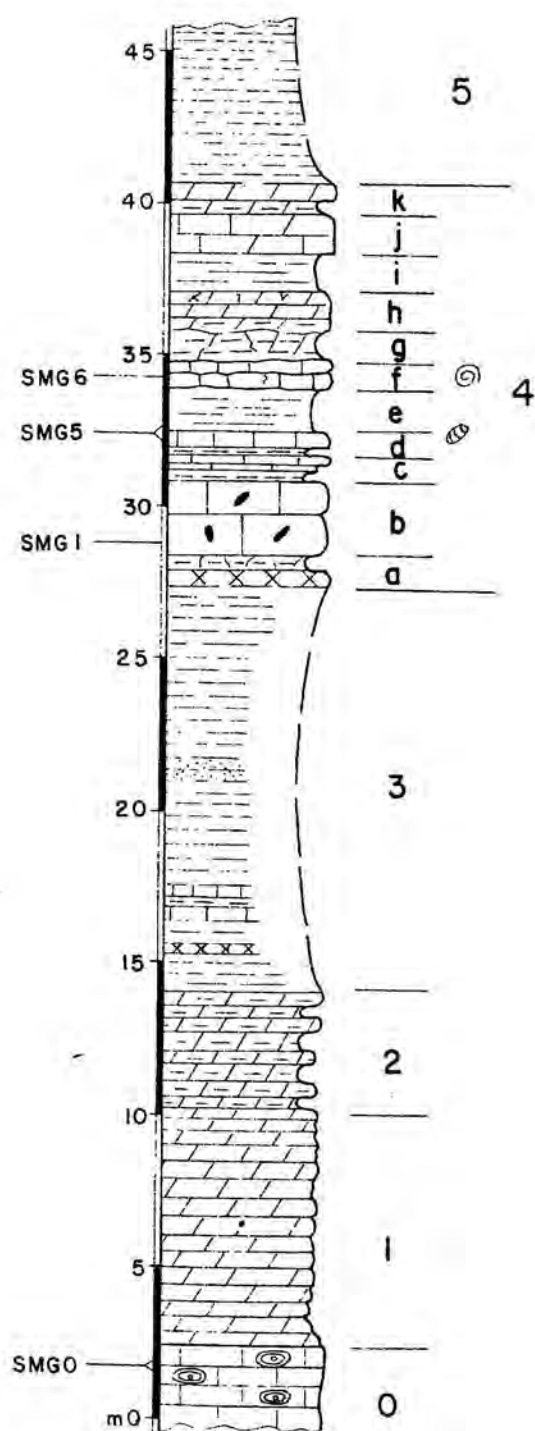


Fig. 36

- cas y ocre en bancos de hasta 70 cms.
- 3) Tramo predominantemente lutítico rojo, semicubierto. Posee intercalaciones de calizas, conchas y margas en la parte inferior. Hacia la mitad del tramo se observan niveles de areniscas blanco-grisáceas de grano fino con parches ocre y rojos.
 - 4) Tramo de la trinchera de la carretera. Se pueden distinguir los siguientes niveles:
 - a) 1 m.- Margas arcillosas grises con tintes rojizos, conchilizadas, sobre todo hacia la base.
 - b) 2,5 m.- Calizas micríticas de color beige claro en dos bancos masivos. Abundan los moldes de evaporitas, sobre todo en el banco inferior. El banco superior, pasa transicionalmente al nivel c.
 - c) 0,9 m.- Calizas nodulosas, de aspecto brechoide, con hiladas margosas grises y rosadas.
 - d) 0,75 m.- Lutitas arcillosas blanco rosadas que rápidamente son sustituidas por calizas micríticas wackestone con carófitas, con zonas en que parecen constituidas por granos de micrita. Hacia el techo se vuelven más arcillosas y han proporcionado Maedleriella sp. y Nitellopsis (Tectoclara) thaleri cf. elongata.
 - e) 1,4 m.- Arcillas rojo oscuro violáceas que presentan parches ocre y gris violáceos en la parte superior.
 - f) 0,9 m.- Calizas micríticas de color beige claro, con zonas de aspecto noduloso-brechoide, con restos de Melanopsis y otros gasterópodos. Presentan marcas de raíces.
 - g) 1 m.- Margas rojizas en la base, grises en el techo, algo conchilizadas en conjunto.
 - h) 1,2 m.- Dolomías rosadas algo arcillosas con "granos de micrita" o litoclastos hacia el techo pasan a dolomías con niveles arcillosos con cristallitos de calcita y margas calcáreas verdosas con tintes rosados.
 - i) 1,3 m.- En contacto gradual con el nivel inferior, aparecen margas beige sobre las que yacen lutitas calcáreas rojo violáceas y margas gris verdosas, que en el techo poseen color gris.
 - j) 1,2 m.- Calizas dolomíticas beige con numerosos moldes de evaporitas. Se observan granos de micrita y poseen el techo ondulado.
 - k) 1 m.- Margas dolomíticas de color beige claro y dolomías ocre. En la base aparece un nivel de conchas varicolores.
 - 5) Sobre el tramo de la trinchera, aparece un tramo de lutitas rojas aprovechado para el cultivo y que constituye la base de la Fm. Carme en este sector.

En Pontils (lám. 1, metros 46 a 142), sobre los últimos niveles de la Fm. Orpí con Alveolina corbarica, aparece un tramo cubierto, en el que únicamente afloran 1,5 m. de caliza micrítica con ogonios de carófitas y restos de ostrácodos. Ya en la carretera que conduce a Valldeperes, se observa que la Fm. Sta. Candia está constituida fundamentalmente por una alternancia de niveles lutítico-margosos varicolores y niveles calcáreos, que presenta algún nivel de areniscas de grano fino a medio de color blancuzco con estratificación cruzada. Los niveles de caliza suelen corresponder a micritas, a veces nodulosas, y poseen generalmente carófitas, ostrácodos y moluscos, más rara vez presentan secciones de pequeños foraminíferos. Abundan los bancos de caliza "grainstone" y packstone de granos de micrita (graveleuses de los autores franceses). Ciertos niveles presentan construcciones algales (estromatolíticas y oncolíticas). Algunos niveles lutítico-margosos, han proporcionado por tamizado carófitas (Maedleriella, Nitellopsis), gasterópodos (conchas y opérculos) y ostrácodos. El nivel más alto de esta formación está constituido por unas calizas micríticas nodulosas, en la que destacan grandes construcciones algales estromatolíticas y sobre las que aparecen los niveles lutíticos rojos de la Fm. Carme, ocupados por campos de cultivo.

En Vallespinosa (lám. I, perfil VE) las características de la Fm. Santa Candia son muy semejantes a las de la zona de Pontils, no observándose asimismo el contacto con la Formación Orpí. Alternan niveles de calizas de color beige (mudstones, y grainstones y packstones - wackestones de granos de micrita) con carófitas, ostrácodos y moluscos y niveles arcillosos y margosos grises, rojizos y amarillentos.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites

La Formación Santa Candia se extiende en una franja desde Vallespinosa a Carme y sobre algunas zonas sinclinales del bloque del Gaia, donde ha sido preservada de la erosión. Las variaciones de potencia, son algo difíciles de controlar, pues generalmente los tramos inferiores y superiores de la Formación están cubiertos no pudiéndose precisar los límites.

Las mayores potencias corresponden a la zona de Pontils (80 a 90 metros), disminuyendo hacia el SW (unos 60 metros en Vallespinosa) y hacia el NE (50 m. en la zona de Sant Magí y 36 m. como mínimo en Carme).

La Fm. Sta. Candia en el área estudiada posee como límite inferior las calizas y dolomías de la Fm. Orpí, como límite superior las lutitas rojas con niveles de areniscas y yesos de la Fm. Carme. Desaparece, oculta bajo el caligamiento de "Els Brucs", sin prolongarse en el área de Montserrat. Hacia Montblanc (BENZAQUEN et alt. 1973) aflora generalmente adosada a la Sierra de Miramar, aunque muy tectonizada. Los sondeos de Castellfullit (ESSO) y Sampedor (S.G.O.P.) han cortado sobre las calizas y dolomías de la Fm. Orpí unos tramos atribuibles a esta formación, en los materiales del Grupo Pontils (Fig. 163).

Características sedimentológicas

El estudio de las características sedimentológicas de la Fm. Sta. Candia, se ha creído conveniente desglosarlo en el de diferentes litofacies, y posteriormente estudiar su distribución estratigráfica y relaciones entre ellas. La Formación Santa Candia se caracteriza por la presencia de niveles de margas y lutitas que intercalan areniscas y alternan con niveles carbonatados.

Litofacies carbonatadas: Están integradas por dolomías y calizas más o menos arcillosas.

Calizas: se presentan en bancos de espesor variable, que rara vez alcanzan los 2 m. de potencia] alternando generalmente con niveles margosos. En la Fm. Sta. Candia, se ha observado una serie de tipos de calizas, que en algunos casos han sufrido fenómenos clasificables como pedogénicos. Nos vamos a ocupar en primer lugar de los litotipos originales más frecuentes, y a continuación se estudiarán las modificaciones post-deposicionales. Siguiendo este criterio se han distinguido las siguientes litofacies:

- Grainstones de foraminíferos: Los componentes texturales fundamentales son foraminíferos, que llegan a constituir más del 90% de los mismos. La mayor parte de ellos son miliólidos, y en mucha menor abundancia están presentes rotálidos y otros foraminíferos. Como componentes muy minoritarios aparecen fragmentos de moluscos y de puas de equínidos. Poseen puntitos ferruginosos, correspondientes a antigua pirita probablemente.
- Calizas micríticas (mudstones-wackestones): El componente ortoquímico suele ser una micrita densa, oscura (color beige a pardo oscuro), en la que se encuentran más o menos dispersos los componentes aloquímicos. Estos suelen ser:
 - Carófitas: se han encontrado en abundancia, tanto oogonios (Figs. 37 y 38) como secciones de tallos (fig. 38), aunque predominando los primeros. La fragmentación de las calcificaciones de carófitas proporcionan unos clastos, de apariencia esparítica y de tamaño y forma variable. En algún caso se encuentran acumulaciones enormes de estos clastos, que a veces podrían confundirse con fragmentos de prismas de Microcodium (Fig. 37).
 - Foraminíferos: no son infrecuentes en estas facies. Suelen ser Miliólidos o bien unos pequeños foraminíferos de concha muy delgada (Fig. 38).
 - Ostrádocos: suelen abundar en las microfacies estudiadas valvas sueltas y ejemplares con ambas valvas cerradas. Localmente pueden ser muy abundantes, llegando a pasar a litofacies de tipo "soporte de grano".

- Moluscos: En estas facies se encuentran ejemplares y fragmentos de gasterópodos y lamelibranquios, que localmente pueden ser muy abundantes.
- Intraclastos: semejantes a los que se encuentran como componente principal de las calizas intraclásticas.
- Calizas intraclásticas: Texturalmente deben clasificarse como packstones-grainstones de granos de micrita ("peloides", "intraclastos", "gravelles" etc.). Generalmente los granos de micrita son de pequeño tamaño (orden del milímetro), pero en algún caso alcanzan algunos centímetros. Suelen ser bastante redondeados y generalmente poseen un mismo color y semejante constitución para una muestra dada. En algún caso se ha observado granos de micrita de color negro en un conjunto en el que el resto de granos era de color beige. Los granos de micrita presentan unas microfacies muy semejantes a las descritas para las calizas micríticas.

Entre los granos de micrita, que forman texturas de soporte de grano puede haberse depositado fango carbonatado (packstone) o bien precipitar esparita como cemento (grainstone). En numerosos casos, la compactación de los granos de micrita antes de la precipitación de la esparita, ha provocado una disminución del tamaño de los vacíos intergranulares, borrando además los límites de los antiguos granos, dando origen a que en la actualidad se observe una textura en apariencia micrítica en la que destacan unos parchecillos esparíticos más o menos abundantes de forma estrellada (stellate voids) que corresponden a los vacíos intergranulares, y que permiten dilucidar el origen de estas facies, de apariencia micrítica (Fig. 39). En algún caso se ha observado que algunos granos de esta facies son compuestos, constituidos por fragmentos de tipo grainstone de granos de micrita.

En el campo, a veces son de difícil distinción de las texturas de soporte de fango. En cambio en otras ocasiones, la matriz que rodea a los granos de micrita tienen un comportamiento diferente ante la meteorización, destacándose perfectamente los granos en el afloramiento.

Las calizas "graveleuses" o intraclásticas constituyen buena parte de los niveles calcáreos de la Fm. Sta. Candia.

- Calizas algales: En la zona de Pontils, en el seno de esta formación se ha localizado varios niveles con crecimientos algales estromatolíticos.

El nivel inferior (tramo de la muestra PO 120b, lámina I) está constituido por un banco de unos 30 cms. de potencia de calizas, que yace sobre un tramo de margas gris verdosas con moteado ocre, que hacia el techo pasan a color rojo vinosas con moteado ocre y verdoso. El banco de caliza posee un nivel oncolítico en el techo, a partir del cual, se observa un tramo cubierto. Las calizas, de color beige claro, poseen un aspecto noduloso y parches arcillosos de color verde. Son micritas wackestone con ostrácodos y carófitas abundantes. Presentan numerosos huecos filiformes y grietas más o menos paralelas al plano de estratificación y parches más arcillosos que semejan relleno de burrows. En el techo, los oncolitos aparecen sueltos en el seno de una matriz margosa de color ocre y con un tamaño, variable, de hasta 8 cms. de diámetro. Los oncolitos poseen formas diversas, generalmente son esferoidales, aunque están presentes formas algo aplastadas. La superficie aparece como rugosa, reflejo de la textura interna. En sección (Fig. 40) se observa en varios oncolitos una disposición similar entre ellos:

FORMACION SANTA CANDIA

- Fig.- 37.- Mudstone-wackestone. La muestra presenta abundantísimos fragmentos de carófitas y algún resto de oogonio asimismo fragmentado. Lámina delgada. Muestra PO 113.
- Fig.- 38.- Mudstone-wackestone, con secciones abundantes de oogonios y tallos (a) de carófitas. Posee asimismo pequeños foraminíferos de concha delgada (b). Lámina delgada. Muestra CA 4.
- Fig.- 39.- Grainstone de granos de micrita muy compactados, poseen abundantes parches esparíticos, muchos de ellos correspondiendo a rellenos de los espacios interpartículas (stellate voids). Lámina delgada. Muestra VE 08.
- Fig.- 40.- Oncolito de los niveles lacustres del corte de Pontils. Obsérvese la laminación clara y oscura alternante. Las envueltas interiores son lisas mientras las externas poseen formas columnares. Sección pulida. Muestra PO 120 b.
- Fig.- 41.- Detalle de la muestra anterior. Se observa perfectamente los moldes de los filamentos algales con relleno esparítico. La laminación corresponde a una alternancia de bandas de aspecto midrítico y bandas de aspecto esparítico. Lámina delgada. Muestra PO 120 c
- Fig.- 42.- Caliza con parches esparíticos verticalizados de diverso grosor. Corresponden al relleno por precipitación de calcita espática de huellas de raíces en el fango calcáreo. Sección pulida. VE 08
- Fig.- 43.- Caliza micrítica con huecos correspondientes a moldes de antiguas evaporitas. Obsérvese el aspecto plano de las paredes de las cavidades. Sección pulida. Muestra SMG 1.

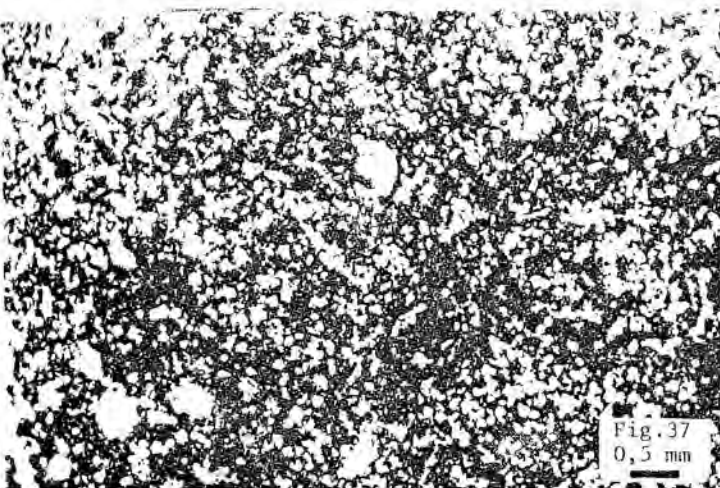


Fig.37
0,5 mm

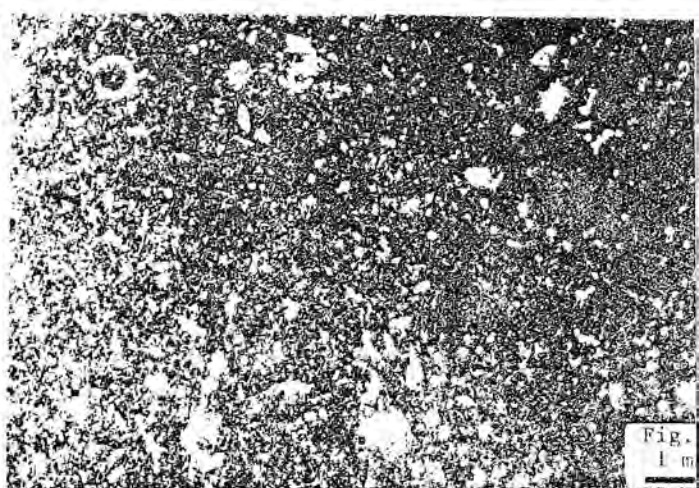


Fig.38
1 mm



Fig.43

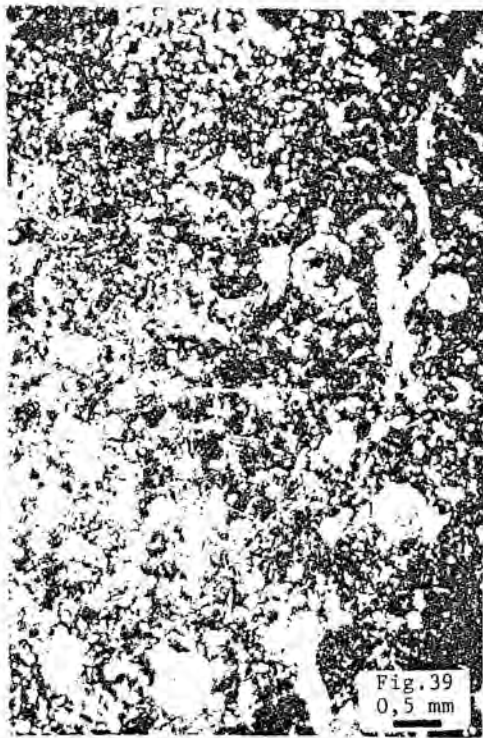


Fig.39
0,5 mm



Fig.42

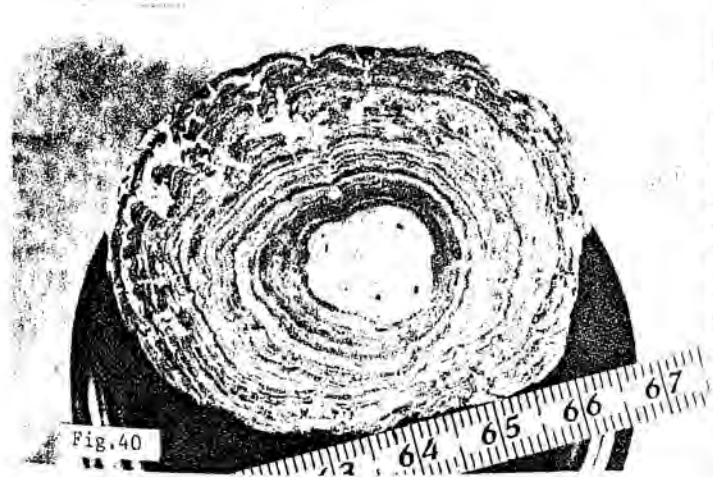


Fig.40

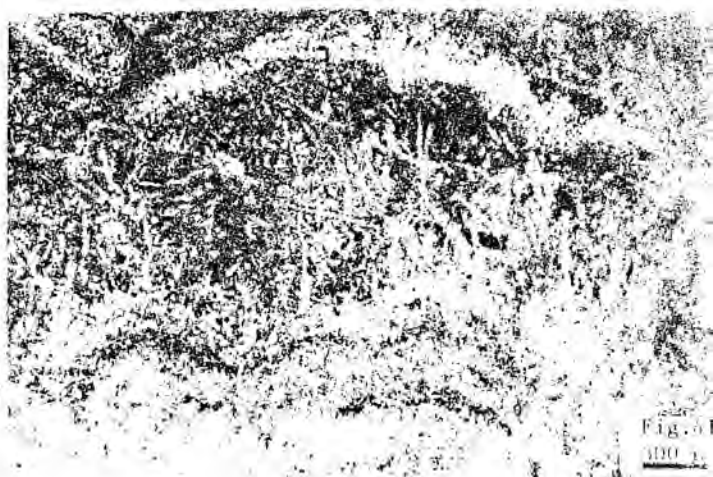


Fig.41
100 μ

un núcleo que posea tamaño y forma diverso (generalmente constituye 1/3 del oncolito, está compuesto por una caliza grainstone de granos de micrita con algún fenestral y ostrácodos.

Una primera zona de envueltas, en las que éstas están constituidas por láminas más o menos lisas alternantes claras y oscuras y una zona de envueltas exterior en la que aparece una estructura columnar que provoca el aspecto rugoso de la superficie externa del oncolito. Entre las columnas se observa la presencia de un material calcáreo-arcilloso que a veces queda recubierto por láminas que rodean todo el oncolito. En sección delgada aparece una laminación muy fina, alternando láminas claras y oscuras con un grosor desde pocas micras a menos de 1 mm. (Fig. 41). Las láminas poseen diversas texturas; por una parte hay láminas micríticas claras y oscuras y por otra, unas que poseen aspecto microsparítico. En algunas láminas micríticas se observa filamentos algales, generalmente erectos o ligeramente inclinados; aparecen como moldes con relleno esparítico en una masa micrítica. Poseen hasta 15 u de ancho y hasta 370 u de largo. Se observan escasísimos granos de cuarzo, muy pequeños que se localizan entre las zonas columnares. No se aprecia atrape de sedimento detrítico por material algal.

Otro nivel que posee construcciones algales estromatolíticas es el correspondiente a la muestra 123 del perfil de Pontils; en el techo de la formación que nos ocupa. En el seno de una caliza nodulosa aparecen construcciones algales estromatolíticas de hasta medio metro de altura. La caliza está constituida por nódulos de 2 a 3 cms. de diámetro constituidos por un grainstone de granos de micrita muy compactada, con fragmentos de ostrácodos y colores rosado rojo y blanquizco moteados. Las construcciones algales estromatolíticas poseen aspecto de coliflor, con superficie extrema rugosa y laminación interna alternante clara y oscura.

Modificaciones palustres: Los niveles de calizas micríticas e "intraclásticas" de esta formación, presentan muy a menudo trazas de emersión y pedogénesis que les confieren unas características palustres. Aun cuando en el apartado 2.2.5.7. se estudian con detalle las características de dichas "modificaciones", es interesante citar las que se han presentado en materiales de esta formación y que son muy abundantes sobre todo en los niveles calcáreos de la franja que abarca desde Sant Magí a Vallespinosa. En el área Carme-Santa Candia son muy poco frecuentes coincidiendo con una mayor influencia marina en los depósitos de esta formación. Los niveles calcáreos referidos suelen presentar frecuentes señales de bioturbación, ya sea por burrows o bien por raíces. Estas suelen quedar registradas como unos antiguos vacíos de poco grosor y verticalizados que pueden haber sido rellenados total o parcialmente por esparita (Fig. 42) o por materiales arcillosos. Algunos bancos, en asociación con estructuras de bioturbación o sin ellas, presentan fenómenos de nodulización y brechación. Algún nivel presenta nodulización verticalizada asociada a moldes de raíces. La nodulización y brechación se suelen presentar más manifiestas en el techo de los bancos. En un caso se ha observado relleno de material rojizo de las fisuras. La mayoría de estas modificaciones tienen lugar cuando se pasa de unas condiciones iniciales de depósito lacustres, con formación de fangos micríticos y materiales intraclásticos, a unas condiciones de emersión con desecaciones, pedogénesis, etc. ("palustres"). Aun cuando no relacionado estrictamente con

los fenómenos citados, cabe mencionar la presencia de calizas micríticas con moldes de evaporitas vacíos (Fig. 43). Los huecos presentan formas geométricas con numerosos ángulos diedros y triedros. La muestra de la figura 43 (SMG1) se localiza en un banco de caliza micrítica que hacia el techo presenta nodulización-brechación, indicando todo esto unas condiciones de emersión e inicio de pedogénesis responsables en parte de la formación de las evaporitas.

Dolomías: Suelen presentar color blanco, beige o rosado y alternan con niveles de lutitas o margodolomías grises o amarillentas. A veces toman aspecto de carniola, siendo en este caso muy calcáreas. Texturalmente varían de dolsparitas a dolmicritas. Una facies típica la constituyen unas dolomías de aspecto cretoso, blandas y de color blanco, que en ocasiones presentan sílex. En el campo presentan aspecto de calizas arcillosas o margas muy compactas, blancas; no obstante, la difracción de rayos X permite su correcta identificación. En lámina delgada aparecen como dolmicritas-dolmicrosparitas con parches esparíticos generalmente de bordes irregulares. No obstante, algunos poseen formas de cristales de yeso. En alguna zona aparecen fantasmas de granos de dolmicrita. Posee numerosos poros, algunos de los cuales presentan asimismo formas de moldes de evaporitas. En alguna microfacies de este tipo se observan restos de foraminíferos ferruginizados.

Asociados a los niveles de dolomías aparece sílex, ya sea como nódulos de diverso tamaño (desde pocos milímetros y más o menos esféricos a decímetros), y niveles más o menos estratiformes de sílex brechoide con calcita esparítica entre las masas de sílex.

Las facies de las dolomías y el sílex de la Fm. Sta. Candia son muy semejantes a las de dichos materiales de la formación Valldeperes, en cuya descripción sedimentológica serán tratadas con mayor extensión y a la que se remite al lector.

Niveles de arenisca: Los niveles de arenisca no son muy abundantes en esta formación. Suelen presentarse intercalados entre tramos lutíticos o margosos y en bancos que no alcanzan los 2 m. de potencia. En el perfil de Carme se observan niveles de areniscas rojizas y amarillentas, que en algún caso poseen ripples, en bancos desde pocos centímetros a más de 1 metro en un caso. Una lámina delgada procedente de este nivel muestra una arenisca cuyos granos son de cuarzo, sílex y calcita, de tamaño medio de unas 100 μ y en la que los antiguos granos de calcita parecen haber recristalizado de formas subhedrales. Niveles de areniscas rojizas con ripples se observan también en la zona de Sant Magí. En Pontils, aparece entre dos tramos cubiertos un nivel de 1,5 m. de potencia de areniscas con estratificación cruzada de color blanco sucio, bien seleccionadas, grano fino a medio, con elementos angulosos de cuarzo predominantemente y cemento calcáreo. En Pontons y alrededores de Esblada, los niveles basales de la Fm. Sta. Candia están constituidos por areniscas cuarzosas de grano fino y color amarillento que soportan una alternancia de margas arenosas y areniscas.

Niveles lutíticos y margosos: Las lutitas y margas de la Fm. Sta. Candia se presentan en forma de tramos en los que constituyen la litología dominante y que intercalan bancos carbonatados y capas de areniscas o bien en niveles que no suelen exceder 1,5 m. alternando con calizas y dolomías, y más raramente areniscas. El contenido en carbonatos de estos litotipos es muy variable, oscilando entre 4% en algunas lutitas

rojas hasta más de 70% en niveles de margas gris verdosas muy calcáreas de la zona de Orpí. Los materiales de menor contenido en carbonato, que generalmente poseen color rojo, aparecen asociados a areniscas rojas. Numerosos niveles presentan moteado, posiblemente relacionado con emersiones y pedogénesis. En algún caso (Pontils, metro 82) se ha observado un tramo lutítico de color gris verdoso que presenta en el techo un nivel moteado de color rojo vinoso y ocre verdoso que podría tener un origen pedogenético. Los minerales arcillosos que constituyen la fracción inferior a 2 μ son fundamentalmente Illitas (PO 113 bis, PO 118 bis, CA 8, SM 33, SM 37), y en alguna muestra están presentes minerales del grupo de las smectitas (VE 12).

Han sido los niveles margosos los que en general, han permitido separar y estudiar la flora y fauna relativamente abundante de esta formación.

Relaciones estratigráficas entre los litotipos. Aunque los diferentes litotipos se suelen encontrar alternando unos con otros se pueden efectuar varias observaciones en cuanto a las relaciones precisas y a su localización. Así los niveles de dolomías aparecen en los tramos basales en toda el área de afloramiento estudiada; no obstante, en la zona desde Sant Magí a Vallespinosa, suelen encontrarse intercalados a lo largo de toda la formación, con mayor abundancia en dirección a la segunda localidad.

Los grainstones de foraminíferos (principalmente miliólidos) están localizados en el área de Cerme, donde alternan con niveles de micritas con carófitas y ostrácodos. En esta zona (Cerme - Sta. Candia) los niveles altos de esta formación constan de una alternancia de niveles delgados de calizas arcillosas con fauna salobre, y carófitas ocasionalmente, y niveles de margas verdosas y más raramente rojas. Algún nivel de caliza con estratificación fina está constituido exclusivamente por acumulación de valvas de ostrácodos. Cabe señalar la presencia de niveles poco potentes de areniscas rojas.

Desde Sant Magí a Vallespinosa, las características de esta formación son ligeramente diferentes: no aparecen los grainstones de foraminíferos ni los niveles son fauna salobre. En su lugar aparecen niveles, en ocasiones potentes, de calizas con carófitas, ostrácodos y gasterópodos; con esporádicos foraminíferos (?) y señales evidentes de pedogénesis y emersiones. Dichas calizas están asociadas a niveles de margas versicolores y lutitas rojas. Ocasionalmente se intercala en la serie algún nivel de arenisca roja o blancuzca.

Contenido paleobiológico. Edad:

La Fm. Sta. Candia posee un contenido paleobiológico variado y relativamente abundante. Los niveles lacustres presentan abundancia de carófitas, gasterópodos y ostrácodos. Los niveles correspondientes a ambientes de tipo lagunar presentan asociaciones aun más variadas, desde acumulaciones de miliólidos a niveles constituidos casi exclusivamente por ostrácodos, y bancos de margocalizas con fauna salobre con Cyrena, Potamides, ostrácodos, foraminíferos, y niveles margosos con ostrácodos, dientes de peces y carófitas.

La ausencia de fósiles marinos característicos ha llevado a intentar esclarecer la edad de esta formación en base a otros fósiles, en este caso carófitas. Las edades proporcionadas por estas son: Microchara vestita "Sparnacien-se"; Nitellopsis (Tectochara) thaleri elongata; Cuisiense; esta aparente dualidad no lo es tanto si se tiene en cuenta las consideraciones efectuadas en el capítulo II-3. La edad probable de esta formación, teniendo en cuenta que

06

yace sobre niveles caracterizados como del Ilerdiense medio, sería Ilerdiense superior-Cuisiense inferior. Se remite al lector al mencionado capítulo donde se ofrece una mayor profundización de los problemas que afectan a la datación de los niveles que se encuentran por encima de los pertenecientes al Ilerdiense medio.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas: Las características sedimentológicas y paleontológicas, así como la posición estratigráfica de esta formación, nos señalan que sus niveles se originaron en un ambiente de transición marino-continental, con presencia de depósitos atribuibles a medios lagunares y lacustres. Los niveles basales, generalmente dolomíticos, probablemente marcan el paso de las facies marinas litorales de la Fm. Orpí a condiciones supralitorales e instalación de medios lagunares con comunicaciones más o menos restringidas con el mar abierto en la zona de Carme, como queda corroborado por la presencia de niveles de grainstones de foraminíferos (miliólidos y rotálidos) y niveles con fauna salobre. Estas condiciones lagunares alternarían con fases de agua de menor salinidad, con desarrollo de abundantes carófitas, que indicarían probablemente restricción en las comunicaciones con el mar abierto. Estas condiciones más lacustres serían predominantes en la zona más al SW, Sant Magí-Vallespinosa, donde dichos episodios son mucho más abundantes y no se han encontrado niveles con fauna salobre. En estas cubetas lacustres tendría lugar la deposición de fangos lutíticos y carbonatados. El estudio de los niveles calcáreos ha demostrado el carácter somero de dichas cuencas y la abundancia de episodios de emersión y remoción, con formación en algún caso de minerales evaporíticos. Se debe hacer constar la escasez de influencia fluvial en esta formación.

Esta formación representa un episodio regresivo con respecto a la Fm. Orpí. Este episodio se prolonga con la Fm. Carme suprayacente, que representa unas condiciones más "continentales". Cuando no ha sido desmantelada por la erosión yace siempre sobre la Fm. Orpí, poseyendo una extensión areal comparable a ella. Teniendo en cuenta los datos de los sondeos próximos (Fig. 163) probablemente se extiende hacia el centro de la cuenca del Ebro.

En el capítulo III-2 se presentan datos adicionales sobre la paleogeografía de esta formación.

2.2.5.2.- FORMACION CARME

Definición.

En el área denominada de Igualada, dentro de los límites geográficos de este estudio, y sobre la Fm. Sta. Candia, aflora, cuando no ha sido desmantelada por la erosión posterior, una potente serie constituida fundamentalmente por lutitas rojas en las que se intercalan niveles relativamente poco potentes de areniscas, yesos, y en mucha menor proporción, calizas y dolomías. A esta serie de materiales predominantemente lutíticos rojos se le ha asignado el nombre de Fm. Carme.

El carácter predominantemente lutítico de esta formación y las características geomorfológicas que posee el área de afloramiento hace que sus materiales estén frecuentemente ocupados por campos de cultivo dificultando en gran manera la observación de sus características sedimentológicas.

El nombre se ha tomado del pueblo de Carme, en cuyos alrededores aflora extensamente esta formación con todas las características apuntadas anteriormente. No obstante, se presenta como serie tipo la efectuada al NE de la ermita de Sant Magí de Brufaganya, por presentar menos tramos cubiertos que el corte de Carme, que por su interés se describe asimismo.

Descripción.

Como sección tipo de la Fm. Carme, se ha escogido la efectuada al NE de la ermita de Sant Magí (Lám. I). Se describe a continuación el tramo de dicho perfil correspondiente a esta formación.

- Yacente: Calizas beige y niveles lutítico-margosos alternantes de la Formación Sta. Candia.
- 13,5 m.- Semicubierto, lutita roja, de fractura concoide, con alguna mancha centimétrica, verrucosa, esférica y de núcleo negro.
 - 1,5 m.- Lutitas blancuzcas, grisáceas hacia el techo, ligeramente arenosas. Presentan niveles más carbonatados.
 - 0,5 m.- Dolomías blancas, carniolizadas en la base.
 - 15 m.- Tramo predominantemente lutítico rojo. En la base presentan tonalidades amarillentas. A partir de la mitad del tramo toman colores grisáceos y amarillentos.
 - 0,9 m.- Dolomía carniolar de color rojizo y blancuzco, bastante arcillosa.
 - 4 m.- Lutitas rojizas, verdosas, oliváceas a parches. Los niveles basales son más amarillentos.
 - 0,8 m.- Dolomías blancuzcas, de aspecto oqueroso, sobre todo hacia la base.
 - 6 m.- Semicubierto: Lutitas rojas que en la parte inferior poseen color rosado blancuzco.
 - 2,5 m.- Lutitas gris rojizas con parches verdosos y amarillentos.
 - 0,1 m.- Dolomía arcillosa blanca de aspecto oqueroso.
 - 0,5 m.- Lutitas rojizas verdosas y grises a parches.
 - 13 m.- Lutitas rojas.
 - 0,2 m.- Lutitas blanco-rosadas.
 - 0,3 m.- Carniolas blanco-rosadas.
 - 16,5 m.- Lutitas rojo oscuras, arcillosas, ligeramente arenosas, con fractura concoide y algún parche verdoso esférico.
 - 17 m.- Semicubierto, parece un tramo similar al anterior, pero de color más rosado.
 - 2 m.- Semicubierto, yeso blanco.
 - 6 m.- Cubierto. Parece corresponder a un tramo con lutitas rojas y yesos rojizos y gris verdosos en la parte inferior.
 - 2 m.- Arenisca de grano fino y medio, con cicatrices más o menos horizontales y laminación paralela. Lateralmente se observa estratificación cruzada de tipo trough. Color rosado-rojizo y presentan burrows horizontales.
 - 36 m.- Cubierto. Campos de cultivo, probablemente son lutitas rojas, ya que lateralmente se observa su presencia, sobre todo la parte superior del tramo.
 - 8,5 m.- Semicubierto. Lutitas rojas y algún nivel de arenisca.
 - 0,3 m.- Arenisca rojiza de grano fino a muy fino, muy bioturbada.
 - 3 m.- Lutitas rojas; decoloradas en el techo, poseyendo color grisáceo.
 - 2,1 m.- Arenisca de grano medio, en la base, que pasa a fino hacia el techo, color rosado. En la parte superior presentan intercalaciones más lutíticas. Este nivel, aflora en la curva de la carretera próxima.
 - 10,2 m.- Semicubierto. Lutitas rojas con alguna intercalación arenosa en la parte alta. Estos niveles no alcanzan 0,5 m. y poseen laminación paralela y colores rojizo y gris verdoso.
 - 1,2 m.- Arenisca de grano fino y laminación paralela, de color rojizo claro y a veces blancuzca. Posee hiladas lutíticas y estratificación flaser.
 - 98 m.- Cubierto. Campos de cultivo. Debe corresponder a niveles de lutitas predominantemente rojas con pocas intercalaciones arenosas, de grano fino, en bancos delgados, muy bioturbados y en las que localmente se observa laminación ripple.
 - 3 m.- Semicubierto. Lutitas rojas.
 - 0,2 m.- Areniscas de grano muy fino, blancuzcas y rojizas, muy bioturbadas.
 - 19 m.- Lutitas pardo-rojizas con algún parche verdoso. A partir de los 12 m. aparecen niveles blancuzcos, rojizos y violáceos alternantes.
 - 6 m.- Lutitas pardo-rojizas con algún nivel violáceo.
 - 7,5 m.- Lutitas pardo-rojizas con parches circulares aislados, de color verde.
 - 12 m.- Lutitas a manchas, de color verde claro y rojizo amarillento que alternan con niveles rojo pardoscos.
 - 3 m.- Tramo semejante al anterior, pero con vetas de yeso fibroso.
 - 7,5 m.- Semicubierto. Lutitas pardo-rojizas.
 - 0,1 m.- Dolomías cretosas blancas con algunos agujeros irregulares. Lateralmente aumenta la potencia de este banco.
 - 5 m.- Lutitas pardo-rojizas, más compactas y carbonatadas en el contacto con el nivel inferior. A los 3 m. aparecen hiladas centimétricas arenosas.
 - 2,5 m.- Lutitas gris verdosas y rojizas con alguna capita centimétrica de dolomía blanca.
- Techo: Dolomías y margas (Formación Valldeperes).

En los alrededores de Carme, aflora ampliamente la formación de igual denominación. Al E del pueblo se ha confeccionado el perfil CA (Lám. I), que junto con otras observaciones efectuadas en las inmediaciones del pueblo permiten obtener bastantes datos sobre esta formación, teniendo en cuenta las malas condiciones de afloramiento. Sobre los últimos niveles de la Fm. Sta. Candia, que poseen fauna salobre, aparece un tramo semicubierto de lutitas y areniscas predominantemente rojas, sobre el que yace un nivel de lutitas con señales de edafización (Paleosuelo). Siguen varios niveles de are-

niscas y lutitas alternantes, sobre el que yace un tramo de areniscas que debe interpretarse como depositadas en un canal fluvial, con trazas evidentes de migración lateral (Fig. 44), este canal aflora en la carretera, a unos 200 m. al E de la población, aunque aquí está muy bioturbado, apreciándose únicamente unas cicatrices muy marcadas (Fig. 46). Sobre este nivel de areniscas, yace un potente tramo predominantemente lutítico, muy cubierto en esta zona, ocupado por la Riera de Carme y sus terrazas. Puede apreciarse (loc. I-16), que consiste fundamentalmente en lutitas rojas con intercalaciones de yesos nodulares, algún nivel de caliza y niveles bastante continuos de areniscas. Sobre un nivel de areniscas y conglomerados (loc. I-17) que aflora con bastante continuidad en esta zona (La Serreta), aparece un potente tramo de lutitas rojas con numerosos bancos delgados de yeso nodular. Sigue un tramo cubierto, ocupado por cultivos, predominantemente lutítico rojo con algunas intercalaciones de areniscas y yesos. Sobre el tramo anterior, yacen los niveles de areniscas, lutitas y conglomerados fluviales de la Fm. Claramunt.

En las cercanías de Can Bou en la trinchera de la carretera (loc. I-18) y entre niveles de areniscas rojas, aparece un magnífico corte de los paleosuelos de los tramos basales de la Fm. Carme, que serán descritos posteriormente.

La zona comprendida entre Can Bou y Sta. Maria de Miralles, ofrece pocos afloramientos de calidad, poseyendo esta formación unas características semejantes a las observadas en los alrededores de Carme. Así entre Can Viola y Can Marrós (loc. I-19), la serie aparece constituida fundamentalmente por lutitas rojas con niveles de yeso abundantes y algún banco de arenisca rojiza. En los Km. 8,99 y 10,3 de la Carretera de Carme a Sta. María, aflora el banco de caliza del N. de Carme, que posee numerosos restos de gasterópodos (CA 200-202) y que yace sobre un potente nivel de paleosuelos.

En los alrededores de Sta. María de Miralles, aflora extensamente la Fm. Carme, debido a las condiciones tectónicas. Aquí la Fm. Carme aparece constituida por una potente serie lutítica roja caracterizada en su parte media por la presencia de un potente nivel de arenisca de entre 5 y 7 m. (nivel de Cal Soler), que posee un valor de nivel guía local y que se continua hasta el Norte de Sant Magí. Por encima y por debajo de este nivel aparecen numerosos bancos de yesos nodulares alabastrinos.

Al SE de Can Peix (loc. I-20), se observan varios niveles de paleosuelos en la parte inferior de la Fm. Carme (fig. 47). Estos niveles quedan estratigráficamente por debajo del nivel arenoso de Cal Soler.

En la zona de Les Colomines, la Fm. Carme posee unas características similares a las apuntadas hasta aquí, así en Ca la Pepa (loc. I-21) al Sur de la carretera, se encuentran los niveles altos de la Fm. Sta. Candia. Desde este punto hasta la casa, la serie lutítica roja de la parte inferior de la Fm. Carme aparece ocupada por campos de cultivo. A partir de la casa y hacia el NW, el camino va cortando primero unos niveles de yeso, un tramo de lutitas rojas con bancos de hasta 0,5 m. de areniscas con ripples y un tramo de areniscas y lutitas en bancos de 0,5 a 3 m. que constituyen aquí la continuación del nivel de Cal Soler. Sobre este nivel yace una potente serie lutítica con abundantes niveles de hasta 1,5 m. de yeso alabastrino nodular, y que en la parte superior (loc. I-22) intercala algún nivel de margo-caliza con gasterópodos y carófitas (CC-2) que yace bajo la Fm. Fontanelles.

En la zona N. de Sant Magí la Fm. Carme posee las características señaladas en la sección tipo. En Pontils, la Fm. Carme aparece intensamente ocupada por campos de cultivo, no obstante, puede observarse la presencia de niveles de conglomerados ya señalados por ALMELA y RIOS (1954), y en la parte superior yesos, y algún nivel de calizas con gasterópodos y carófitas. Sobre la Fm. Carme, yacen los niveles de yesos de la Fm. Valldeperes, visibles al W. del pueblo (loc. I-23).

El camino que conduce desde Pontils a Vallespinosa, corta varias veces algunos niveles poco potentes de areniscas en las que localmente se observa laminación ripple y estratificación cruzada de tipo trough, asimismo la Fm. Carme en esta zona posee alguna intercalación de margas o calizas y yesos poco potentes. En Vallespinosa, sobre los niveles de la Fm. Sta. Candia, yace un tramo cubierto de cerca de 300 m. de potencia, fundamentalmente lutítico rojo, que hacia el NE, se observa posee intercalaciones poco potentes de yesos y areniscas rosadas y amarillentas con estratificación cruzada de tipo trough y ripples.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites

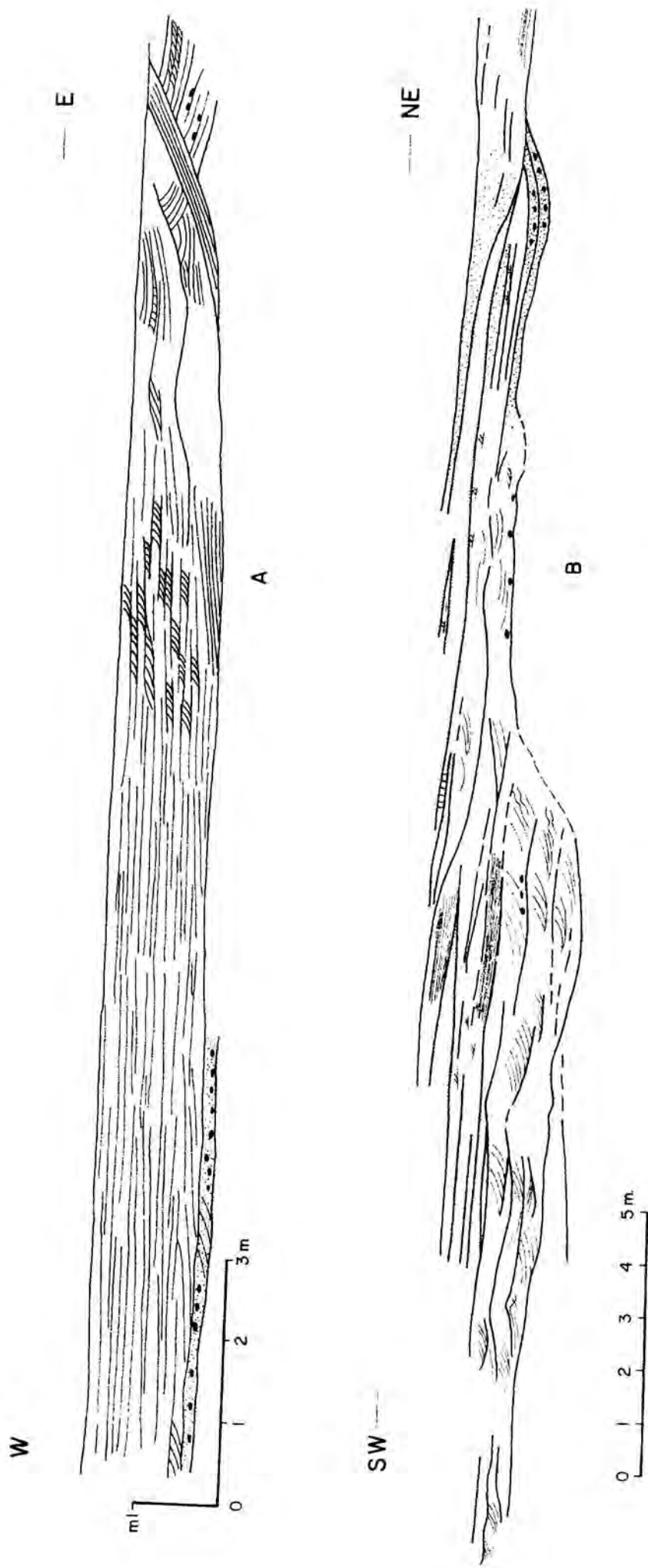
La Fm. Carme se extiende, en la zona estudiada, en una estrecha franja que bordea el bloque del Gaia por el Norte, desde las cercanías de Pobla de Claramunt hasta la zona de Vallespinosa. Aflora asimismo en la zona entre Santa Maria de Miralles y el NE de Esblada. Otro afloramiento, aunque de menor importancia, se encuentra en la zona al N. de Sant Pere Sacarrera y las cercanías de L'Espoia. En toda el área estudiada se encuentra sobre los materiales de la Fm. Sta. Candia y soporta diversas formaciones del grupo Pontils, (Fm. Valldeperes, Fm. Fontanelles, Fm. Claramunt). Los mayores espesores de esta Formación corresponden a las zonas de Carme (más de 400 m.) y Sta. María de Miralles, adelgazándose progresivamente en dirección a Montblanc (310 m. en Sant Magí; 250 m. en Pontils y Vallespinosa). Hacia el NE, queda interrumpida por el accidente del Anoia, no aflorando en la zona de Montserrat. Hacia el SW, queda cubierta por los conglomerados oligocénicos de Sant Miquel, reapareciendo en la zona de Cabra del Camp y extendiéndose hasta más allá de Montblanc: JULIVERT (1954), KROMM (1967), BENZAQUEN et al. (1973). Hacia el centro de la cuenca, los sondeos de Santpedor (S.G.O.P.) y Castellfollit de Boix (ESSO) han cortado una potente serie de materiales (más de 200 metros) asimilables a esta formación.

Características sedimentológicas.

La característica fundamental de la Fm. Carme es su caracter predominantemente lutítico, sobre todo en la parte media y alta de la misma. Se caracteriza además por la abundancia relativa de niveles arenosos, en general poco potentes, yesos y la presencia de niveles de paleosuelos y bancos de calizas, dolomías y carniolas.

Los niveles arenosos: Aunque los niveles de potencia inferior a un metro son relativamente abundantes en esta formación, los de potencia mayor, son bastante escasos. En general, éstos son de gran extensión lateral, con altas relaciones anchura/altura, constituidos en general por areniscas de grano fino a medio, localmente grueso, a veces conglomeráticas o intercalando hiladas y nivelillos de conglomerados en la base de los bancos. Estos niveles arenosos corresponden a rellenos de canales fluviales, y las características de varios de ellos se relatan a continuación.

La carretera de Pobla de Claramunt a Carme, en el km 2,7, corta un nivel de arenisca de grano medio, con hiladas de grano grueso y ~~ypbbles~~ aislados de 2,8 m. de potencia. Todo él está constituido por areniscas con laminación paralela y de muy bajo ángulo. Sobre este nivel yace una alternancia de areniscas de grano fino a muy fino muy bioturbada y lutitas a la que se superponen lutitas rojas con nivelitos de yeso. Yace sobre un tramo lutítico con nivelitos de yeso. Un nivel arenoso similar se observa en la Fig. 44 A, localizado en la Serreta de Carme (loc. I-24). Aquí el relleno del canal está constituido por arenisca de grano fino a medio, color blancuzco, con estratificación cruzada de bajo ángulo, y sobre todo laminación paralela, pasando ésta localmente a ripples de corriente. En la parte inferior este nivel está constituido por areniscas de grano grueso con estratificación cruzada y abundantes cantos blandos. En las cercanías de la localidad anterior, y en tramos



Depósitos de relleno de canales fluviales. Formación Carme (Explicación en el texto)

Fig. 44

más bajos que los correspondientes a dicho canal, aparece un nivel de arenisca blanca de varios metros de potencia (loc. I-25) que yace sobre una superficie erosiva bastante plana, que soporta un lag de cantos de caliza, cuarzo, lidita y cantos blandos de tamaño "cobble". Este nivel presenta una secuencia granodecreciente con abundantes cicatrices que recuerdan la "epsilon gross stratification" de ALLEN (1963), que ha sido asociada por muchos autores a mecanismos de acreción lateral y que podría corresponder al relleno de un canal meandriforme al migrar lateralmente.

La Fig. 44B, muestra el corte correspondiente al nivel de arenisca que aflora junto a la carretera a unos 200 m. al este de Carme. Este corte está realizado al sur de dicho punto, donde pueden observarse las características estructurales, ya que en la carretera éstas aparecen poco manifiestas (Fig. 46). El corte B de la Fig. 44 muestra un nivel complejo de arenisca cuya superficie basal presenta acanalamientos superiores a un metro. El conjunto aparece constituido por "lentejones" superpuestos, separados por cicatrices oblicuas que recuerdan las de acreción lateral de canales meandriformes. Estas cicatrices se corresponden con superficies que buzan al N y NE. Entre los lentejones se observan niveles de lutitas que desaparecen hacia la base de la capa arenosa. El dispositivo de las cicatrices, así como la estratificación cruzada y ripples del interior de los lentejones arenosos recuerda los depósitos de point-bars de canales meandriformes. No obstante, el relieve erosivo, las potentes intercalaciones lenticulares lutíticas y su disposición sugiere que estamos ante una estructura general producida por migración lateral de canales, pero con un proceso de acreción irregular, probablemente condicionada por descargas de magnitud muy variable. Esto se puede observar fehacientemente en la parte derecha del corte, donde se llega casi a una situación de relleno lutítico del canal, con reactivación y migración lateral del cauce. Ejemplos de canales con funcionamiento similar a este se encuentran en el Buntsandstein de Olesa de Montserrat (MARZO y ANADON en preparación) y en las facies paleógenas de la zona de Guarga (PUIGDEFABREGAS, 1975).

En la zona de Santa Maria de Miralles, aflora extensamente un nivel de arenisca, que aquí denominaremos de Cal Soler por localizarse dicho caserío en sus inmediaciones, el cual constituye un nivel guía pudiéndose seguir hasta las inmediaciones de Valldeperes.

El camino de Cal Ramonet a Can Pompo, corta esta capa, permitiendo observar que posee unos 5 m. de potencia, está constituida por un primer nivel arenoso amarillento, muy bioturbada sobre la que yace una hilada lutítica de unos pocos centímetros de espesor, a ésta se superpone un nivel de 2,5 m. de areniscas de grano medio a muy grueso, que posee una base conglomerática, con cantos de caliza, lidita, arenisca, pórfido y pizarra, de hasta 25 cms. de diámetro. Posee estratificación cruzada de gran escala, de tipo tabular aparentemente*, que lateralmente, y en sentido de la corriente evoluciona de un solo set a tres sets superpuestos. La estratificación cruzada indica una procedencia del S y SE. Sobre este nivel yace otro de 2 m. constituido enteramente por arenisca de grano fino a medio con laminación paralela. En las cercanías de Can Pompo el carácter conglomerático predomina en esta capa. El nivel de Cal Soler, en dirección a Valldeperes pierde potencia, poseyendo litología arenosa.

* Debido a la sección visible este dato no puede confirmarse plenamente, pudiéndose tratar de estratificación cruzada de tipo trough.

FORMACION CARME

- Fig.- 45.- Nódulo de yeso procedente de los niveles de paleosuelos del afloramiento de Can Bou (Nivel 4, perfil CB, fig.48). Presenta una parte central de naturaleza más lutítica, verticalizada, que parece corresponder a moldes de raíces. Sección pulida. Muestra CB 5
- Fig.- 46.- Aspecto de los depósitos de relleno de canal del nivel de la figura 44 B en el afloramiento de la carretera unos 200 m. al Este de Carme. Obsérvense las cicatrices lutíticas remarcando superficies de acreción lateral.
- Fig.- 49.- Aspecto de los niveles de paleosuelos de las cercanías de Can Bou. Algunos niveles presentan una verticalización muy manifiesta.

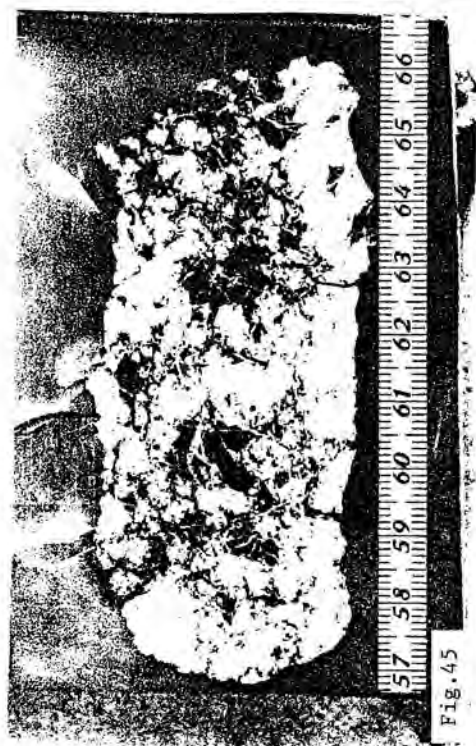


Fig.45



Fig.49



Fig.46

Niveles carbonatados. Aun cuando no son muy abundantes, esporádicamente se intercalan algunos bancos de calizas, dolomías y carniolas en la Fm. Carme.

Así en la zona de Sant Magí, en los tramos basales de la formación, aparecen varias capas de poco espesor (no sobrepasan un metro de potencia) de dolomías y carniolas. Las dolomías son blancas, de aspecto cretoso, localmente con tonalidades rosadas, muy porosas-querosas y en facies muy similares a las de otras dolomías del Grupo Pontils.

Las carniolas, aparecen como zonas carbonatadas (dolomita y calcita, por difracción de rayos X, con predominancia de la primera) que dejan parches o antiguos huecos rellenos de lutita roja en la actualidad.

En las inmediaciones de Carme, esta formación intercala en sus tramos basales un banco de calizas (CA 200-202) con abundante porosidad de tipo mólico, con fauna de tipo lacustre (Glandina). Otros bancos de caliza lacustre aparecen intercalados en niveles altos de la formación en la zona de Les Colomines y en Pontils. Han suministrado, en zonas más arcillosas (techos de las capas) abundantes carófitas y gasterópodos lacustres (CC2, CPV).

Niveles evaporíticos. Están reducidos a la presencia de yeso en algunos tramos. El yeso en la Fm. Carme se presenta de tres formas principales: como vetas secundarias, nódulos aislados y bancos de yeso.

Las vetas suelen ser de yeso fibroso y atraviesan generalmente niveles de arenisca o más comunmente lutitas. Generalmente se hallan relacionados con depósitos de los otros dos tipos.

Los nódulos de yeso poseen formas esferoidales y son de pequeño tamaño, oscilando generalmente entre pocos milímetros y 2 cms., aunque se pueden observar nódulos mayores. Se encuentran en proporciones muy variables en el seno de niveles de lutitas rojas generalmente. Más raramente se encuentran en niveles de areniscas y en niveles de paleosuelos hidromorfos con el típico moteado desarrollados sobre lutitas o areniscas.

Los bancos de yeso, rara vez sobrepasan los 2 m. de espesor y a menudo se encuentran asociados a niveles de lutitas rojas con nódulos del mismo material. El yeso se suele presentar en forma nodular, con textura en mosaico ("chicken wime"), o bien en bancos con apariencia masiva debido al gran tamaño de los nódulos. El material encajante de los nódulos suele ser lutita roja o verdosa. Corresponden a yeso alabastrino, que a veces presentan porfiroblastos en los nódulos o vetas porfiroblásticas en los niveles de apariencia masiva. El significado de cada tipo de yeso, está ampliamente debatido en el capítulo 2.2.5.3, al que se remite al lector. Únicamente se menciona aquí el hecho de que los yesos nodulares proceden de la hidratación de nódulos de anhidrita precedentes, formados probablemente en la zona vadosa con una fuerte evaporación superficial en condiciones de exposición subaérea. Generalmente se encuentran asociados a niveles de lutitas rojas, casi siempre sin moteado, indicadoras asimismo de dichas condiciones, con una fuerte oxidación.

Niveles lutíticos y margosos. Como ya se ha indicado anteriormente, estos niveles son los más abundantes y caracterizan a esta formación. Las lutitas, que cuando poseen un contenido superior al 25% en carbonatos, han sido designadas margas, se presentan en niveles de potencia variable, desde pocos centímetros, intercalados entre yesos o areniscas, a niveles de más de 15 m. que a veces intercalan bancos centimétricos de areniscas. Estos tramos potentes suelen corresponder a lutitas rojas, que son las más abundantes. Generalmente poseen fractura concoide y son bastante carbonatadas. En estos niveles de lutitas rojas se suelen presentar unas manchas de sección circular, de pocos cms. de diámetro, de color verde, y con un núcleo negruzco que posiblemente representen concentraciones de materia orgánica que han preservado al sedimento circundante de la oxidación del hierro que contenían. En otras

Niveles de paleosuelos en la Fm Carme
Cercanías de Les Colomines (loc.I-20)

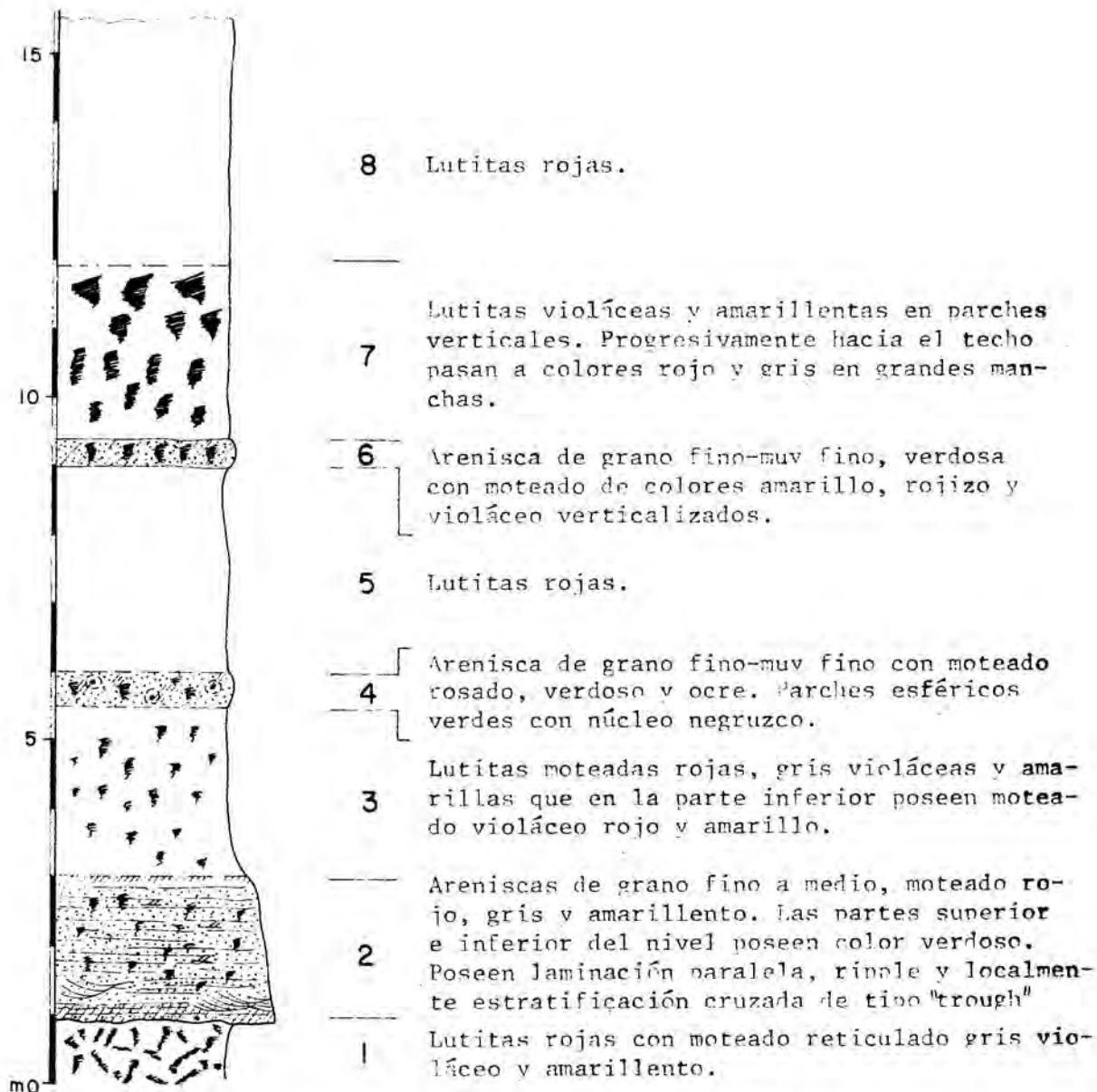


Fig. 47

ocasiones se presentan en niveles con moteado más o menos intenso y de colorido variable (blanco, gris amarillento, etc.) y este debe interpretarse como originado por fenómenos edáficos como se verá posteriormente. En ocasiones aparece algún nivel de margas blancas o verdosas, pero estos poseen menos potencia que los niveles rojos. Alguno de estos niveles presentan escasos fósiles.

La fracción inferior a 2μ de las lutitas está constituida, en lo que a minerales arcillosos se refiere, fundamentalmente por illita (CA 12, 18; SM 39, 40, 45). No obstante una muestra procedente de los niveles más altos de la formación presenta smectitas en abundancia, y trazas de cañinita (SM 46).

Niveles de paleosuelos: Las señales de procesos paleopedológicos no están ausentes en la Fm. Carme. Generalmente en los tramos basales de la misma se encuentran varios niveles que por sus características deben asimilarse a paleosuelos. Prescindiendo de los carbonatados, recientemente diversos autores se han ocupado del estudio de niveles de paleosuelos. Así ORTLAM (1971) describe paleosuelos violáceos en el Buntsandstein de Alemania. FREYTET (1971) estudia paleosuelos de diverso tipo en el Cretácico superior y Eoceno inferior del sur de Francia. BUURMAN (1972, 1975) y BUURMAN y JONGMANS (1975) estudian profundamente diversos tipos de paleosuelos de Bélgica, Holanda e Inglaterra. MEYER (1976) describe procesos pedogenéticos relacionados con la transgresión marina en el Cretácico basal de la cuenca de París.

Los paleosuelos de la Fm. Carme (Fig. 47, 48), así como otros niveles que se encuentran en diversas formaciones del Paleógeno catalán, muestran un intenso moteado. Este se caracteriza por una profusión de manchas de diversa forma, color y tamaño, a menudo relacionado este con el material original. FREYTET (1973) describe con minuciosidad las características del moteado, asimilándolo a un proceso de marmorización (separación plásmica del Hierro). La marmorización, con el consiguiente moteado, es característica de los suelos de tipo gley y pseudogley, en los que ocurren fenómenos de redistribución del hierro, con diferentes estadios de oxidación debido a la influencia de un nivel freático alto, ya sea permanente (suelos gley) o bien oscilante (pseudogley).

Ya se ha mencionado en la descripción de los niveles lutíticos rojos la presencia de manchas circulares verdes y niveles grises y verdes. FREYTET (1971) opina que los niveles que tienen estos colores y no tienen ningún carácter de suelo verdadero, corresponden solamente a fenómenos de reducción de la materia orgánica en medio fluvial calmado.

A continuación se describen con detalle las características de estos paleosuelos en dos afloramientos de materiales de la Fm. Carme. La Fig. 47 muestra los niveles que se encuentran en la loc. I-20 situada entre Les Colomines y el cruce de la carretera Igualada-Valls con la carretera de La Llacuna a Santa Coloma de Queralt. Intercalados entre tramos potentes de lutitas rojas, pertenecientes a la parte basal de esta formación se encuentran niveles de lutitas rojas y niveles de lutitas y areniscas con moteado versicolor. Asociados al moteado debido a marmorización se encuentran niveles de decoloración verdosos, relacionados con una litología arenosa, y parches esféricos del mismo color con núcleo negruzco, de los que ya se ha hablado anteriormente.

La fig. 48, muestra la representación del excelente afloramiento del km. de la carretera de Carme a Sta. Maria de Miralles. A continuación se describen con detalle los diferentes niveles:

- 1) 50 cms. Areniscas de grano muy fino lutíticas. Se pueden distinguir dos niveles. El inferior (CB1), de 30 cms. está constituido por areniscas de grano muy fino - lutíticas (7,93 %) pardo rojizas moderadas a oscuras (10R 4/6-3/4), con nodulitos milimétricos (1-3), muy abundantes, de yeso blanco, poseen compacidad media a alta; poseen parches en color gris verdoso claro (5G 8/1), algo carbonatados (9,52 %).
- El nivel superior (CB2), de 20 cms. está constituido por una arenisca de grano muy fino lutítica pardo rojiza moderada a oscura (10R 4/6 - 3/4), bastante carbonatada, (10,6 %), con parches de color gris verdoso (5GY6/1) algo carbonatadas (13,28 %), grandes, de aspecto ameboides y más o menos verticalizados, con bordes netos y tamaño de varios centímetros a decímetros. Contacto superior transicional.

Niveles de paleosuelos de las cercanías de Can Bou

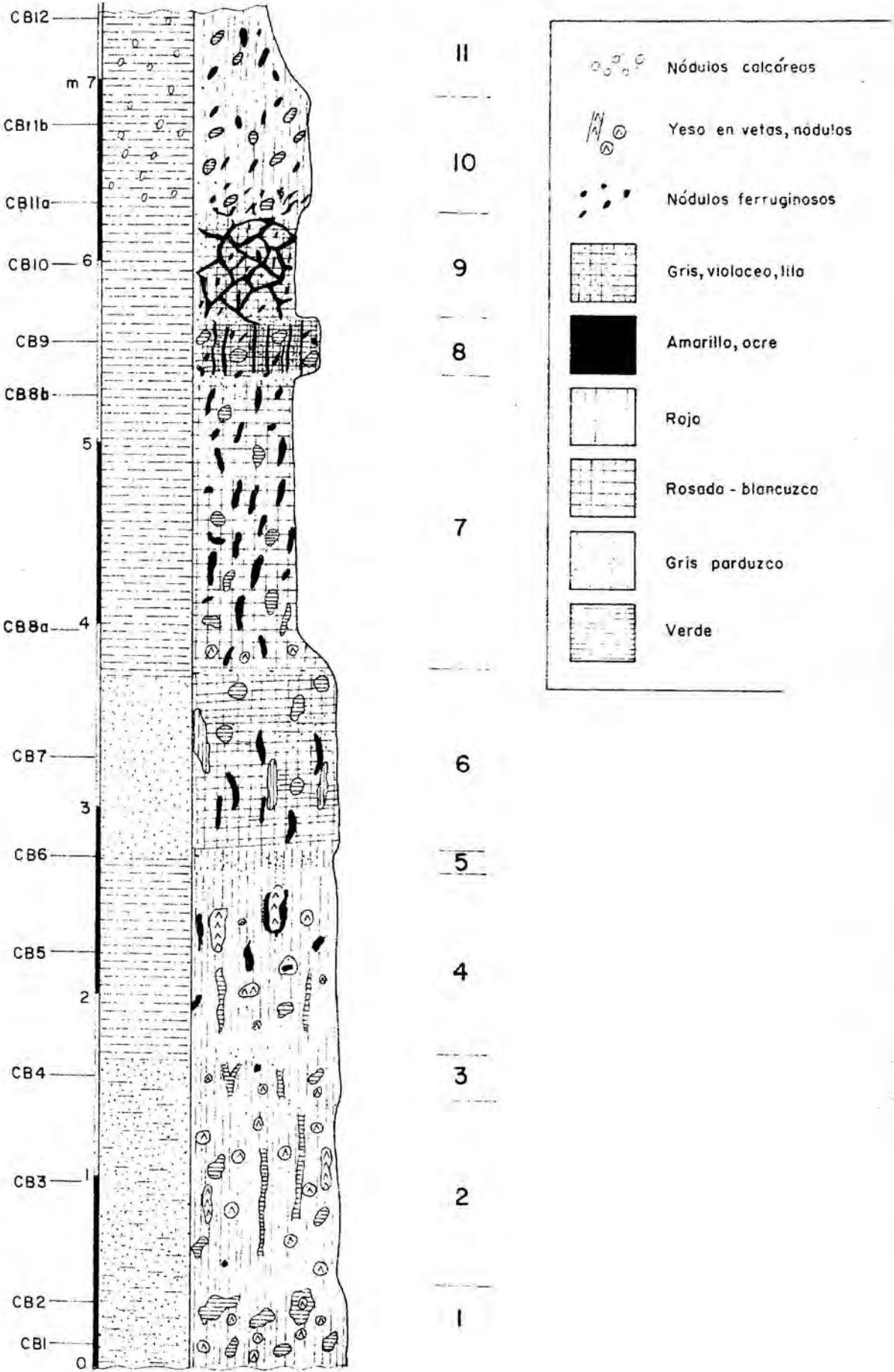


Fig. 48

- 2) 1 m. - Lutita muy arenosa - arenisca lutítica (20,6 %), medianamente compacta, pardo rojiza moderada a oscura (10R 4/6 - 3/4). Lateralmente aparecen numerosas manchas verdosas, algunas de ellas verticalizadas (motado en forma de raíces). Poseen nodulitos milimétricos y churretas verticalizadas de yeso porfiroblástico, blanco, poco abundante en la parte inferior, pero que aumenta en abundancia hacia el techo. Contacto superior más o menos brusco, no reto.
- 3) 25 cms. - Lutita muy arenosa; arenisca de grano fino - muy fino, lutítica, de color pardo rojizo moderado (10R 4/6, 39,6 %), con nodulitos milimétricos poco abundantes, que parecen más carbonatados, y nodulitos de yeso porfiroblástico milimétricos. Algún parche gris verdoso claro más o menos verticalizado (5GY 8/1). Compacidad media.
- 4) 1 m. - Lutitas predominantemente de color rojo moderados (5R 5/4 - 4/6, 60,9 %) con moteado verticalizado de color pardo rojizo moderado a oscuro (10R 4/6 - 3/4), algo arenosas, y con nodulitos de yeso porfiroblástico y algún nodulito de orden milimétrico o centimétrico carbonatado. Tonalidades naranja amarillento oscuro (10YR 6/6) 25,4 %, a veces rodeando los nodulitos de yeso. Parches 10YR 6/6, o verde muy pálido (10G 8/2) (31,7 %), generalmente asociados a yeso. El yeso, se presenta también en masas irregulares de hasta 5 cms. esferoidales o alargadas verticalmente. Uno de estos nódulos alargados, en sección se observa que está constituido por una zona externa predominantemente yesosa y una interna predominantemente lutítica. El yeso se presenta en forma de nódulos más o menos esferoidales de 0,5 cms. de diámetro, constituido por yeso porfiroblástico en cristales alargados. Las lutitas son rojas con algún nódulo más carbonatado y localmente poseen tintes verde muy pálido (10G 8/2).
- 5) 10 cms. - Lutitas ligeramente arenosas, algo compactas (7,93), color pardo rojizo moderado a oscuro (10R 3/4 - 4/6), parchecillos irregulares muy pequeños, a veces centimétricos, reticulados, de color gris verdoso pálido (5G 8/1) (7,9 %). Presenta una especie de vugs y canaliculos, generalmente de color gris verdoso pálido. Compacidad baja. A veces nivel de acumulación de yeso.
- 6) 1 m. - Areniscas de grano fino, color rojo pálido (10R 6/2) - rojo púrpura pálido 5RP 6/2 (9,52 %) con parches gris verdoso claro (5GY 8/1), (7,9 %), a veces más o menos circulares, parches pardo rojizo (10R 4/6 - 3/4) y naranja amarillento oscuro 10YR 6/6 (11,1 %) relacionados verticalmente y siguiendo como trazas de burrows. Es un nivel compacto; contacto inferior a veces transicional. Los parches gris verdoso abundan en la parte alta. Los parches naranja amarillentos y pardo rojizos son más o menos verticalizados. Las manchas rojas-pardo rojizas y algunas naranja amarillentas parecen el relleno de burrows.
- 7) 1,60 m. Nivel muy poco compacto, contacto inferior, de color predominante rojo moderado con parches (9,5 %) gris verdoso (5GY 6/1), y naranja amarillento (10YR 6/6) (9,5 %), algo arenosa en la parte inferior (CB8a). En la parte superior (CB8b) son lutitas poco arenosas, algo más compactas, a manchas muy pequeñas, muy abigarradas. El color predominante es rojo pálido (6,34 %) a rojo púrpura pálido, zonas rojo púrpura grisáceas, con parches naranja amarillento oscuro 10YR 6/6 (7,9 %) y verde amarillento pálido 10GY 7/2 (7,9 %). Las manchas naranja amarillentas que tienen en su interior zonas de color pardo moderado, a menudo se presentan verticalizadas y son muy numerosas. En algún caso se observa unos "halos" más o menos concéntricos en los que el núcleo es pardo moderado, sigue color naranja amarillento oscuro, verde pálido y rojo moderado. Localmente aparece yeso en la parte inferior.
- 8) 30 cms. - Nivel muy nodulizado verticalmente, con zonas más y menos compactas. Las zonas compactas, miden de 5 a 7 cms. de ancho: son lutitas predominantemente de color rojo pálido-grisáceas (47,6 %, 5R 6/2 - 4/2) y rojo púrpura y púrpura pálido (5P 6/2 - 5RP 6/2), grandes parches verde muy pálido 10G 8/2 (5,02 %) y zonas rosa anaranjado grisáceo moderado 10R 8/2 - 7/3. Manchas naranja amarillento (10YR 6/6), (52,37 %) y otras pardo rojizas oscuras moderada (10R 3/4 - 4/6). Las manchas de estos dos últimos colores, a menudo parecen rellenos de burrows. Hay algunos nódulos más carbonatados milimétricos. Los centros de los parches naranja amarillentos, poseen color pardo amarillento. Entre estos nódulos verticalizados más compactos, hay lutitas menos compactas (6,34 %) de color predominante rojo púrpura, púrpura pálido y verde muy pálido.
- 9) 60 cms. - Lutitas muy poco coherentes, a parchecillos pequeños y complejos más o menos verticalizados, de color naranja amarillento oscuro (3,1 %) (10YR 6/6), noduliformes; otros de color verde pálido en un material predominantemente pardo rojizo pálido y rojo grisáceo (4,76 %). Los parches amarillos abundan muchísimo, formando a veces como un reticulado.
- 10) 65 cms. En contacto transicional más o menos neto con los materiales infrayacentes, aparece un nivel lutítico, que en la parte inferior (ACB11a), está constituido por lutitas poco coherentes, rojo moderado (33,3 %) (5R 5/6 - 4/6), con tintes verdoso; hay parches pardo oliva claro (25,4 %) (5Y 5/6) y verde muy pálido (10G 8/2). La parte superior (CB11b), son unas lutitas ligeramente arenosas de color pardo rojizo moderado a pálido (47,6 %) (10R 5/4 - 4/6), con algún parche verde pálido circular (5G 7/2) y parches amarillo sucios más o menos verticalizados (5Y 6/4). Respecto a la parte inferior del nivel se constata un aumento de color rojo oscuro y disminución de colores amarillentos y violáceos. Las tonalidades amarillas se presentan como manchas difusas abundantes. Hay nodulitos milimétricos ligeramente más carbonatados (53,95 %) y de un tono más claro. Compacidad media.
- 11) 40 cms. Transicionalmente, sobre el nivel anterior yacen lutitas ligeramente arenosas de color rojo moderado (5R 4/6) (22,2 %), poco compacta. Manchitas de color verde pálido (5G 7/2) muy pequeñas y naranja amarillento oscuro (10YR 6/6) algo mayores, con tonos difusos. Algún nódulo carbonatado de orden milimétrico. Hacia la parte superior intercalan bancos de arenisca de hasta 15 cms. y posteriormente hay canales de arenisca. Algún horizonte de tono más violáceo.

Como ha podido deducirse de los datos anteriores, estos niveles que dan lugar a un tramo potente, deben considerarse como paleosuelos policíclicos o polifásicos, con evoluciones muy complejas. Presentan el característico moteado típico de los fenómenos de marmorización e hidromorfía, pero este moteado puede presentar formas muy variables: manchas aisladas de diverso tamaño y forma (curculares, verticalizadas, en retículo, etc.). En ocasiones se desarrollan niveles de apariencia glófica (nivel 8), con una verticalización muy manifiesta. Una característica adicional a tener en cuenta es la presencia de yeso en estos niveles, que se presenta como nódulos. La presencia de yeso en niveles de paleosuelos ha sido indicada por diversos autores, así FREYTET (1971) lo cita en niveles de paleosuelos hidromorfos como material acompañante en forma de nódulos y concreciones; BUURMAN y JONGMANS (1975) lo citan como relleno de moldes de raíces en paleosuelos podsólicos del Oligoceno de Bélgica. En los niveles 2 y 4 de la Fig. 48, el yeso se presenta en forma de nódulos alargados (Fig. 45) que podrían corresponderse con una localización semejante a la mostrada por BUURMAN.

La distribución del hierro, está acompañada asimismo por el del carbonato cálcico, como puede deducirse de las descripciones anteriores, ya que las manchas de diferente color poseen un contenido diferente en carbonato para un nivel determinado.

Disposición estratigráfica de los litotipos distinguidos. Como se ha mencionado anteriormente esta formación es fundamentalmente lutítica con intercalación de niveles de areniscas, yesos y bancos carbonatados. En general, los niveles de areniscas, que son relativamente escasos se localizan fundamentalmente en la mitad inferior de esta formación. Asimismo, idéntica localización poseen los diversos niveles de paleosuelos. Los niveles de yeso, se encuentran fundamentalmente en la parte media (Carme) y alta (Colomines) de esta formación.

Los niveles carbonatados, que son muy escasos, se localizan generalmente en los tramos superiores y en los inferiores. Así pues la sucesión estratigráfica general de los niveles de esta formación se puede describir del modo siguiente: En la parte inferior, sobre todo en el área de Carme, aparecen capas de areniscas correspondientes a depósitos de canales fluviales, que aparecen intercalados en el tramo lutítico que a veces presenta niveles de paleosuelos y delgados bancos carbonatados que son más abundantes hacia la zona de Sant Magí. En niveles más altos, las capas de arenisca se localizan más esporádicamente, apareciendo numerosos bancos de yeso que son especialmente visibles en Carme, Santa María de Miralles y en los tramos más altos, aparecen escasos bancos de arenisca, y numerosos niveles de yeso, muy desarrollados en la zona de les Colomines. Se observa pues, una cierta tendencia a posiciones estratigráficas más altas de los niveles de areniscas y de yesos desde la zona de Carme a la zona de Sant Matí-Valldeperes.

Contenido paleobiológico. Edad

El contenido fosilífero de esta formación es muy escaso; únicamente se han podido observar la presencia de gasterópodos lacustres (*Glandina*) en un banco de caliza situado hacia la base de la formación en las cercanías de Carme, así como algunas carófitas y gasterópodos lacustres en niveles margosos y calcáreos de la parte más alta de la formación (CPV(loc. I-23): *Raskyella* gr. *pecki*, *Raskyella* aff. *vadaszi*; CC 2 (loc. I-22): planorbidos, *Melanopsis*, *Raskyella* gr. *pecki*, *Nitellopsis* (*Tectochara*) cf. *thaleri*).

La edad, a tenor de lo expuesto anteriormente, es difícil de precisar directamente. Se remite al lector al capítulo II-3 donde se analizan con profundidad las probables edades de las formaciones objeto de este estudio. Se-

gún esto , los niveles inferiores de la Fm. Carme deben corresponder al Cuisien-
se, mientras que los niveles altos probablemente sean Lutecienses.

Consideraciones paleogeográficas y ambientales.

La Formación Carme, como ha podido observarse a través de los apartados anteriores, corresponde a depósitos de origen aluvial en su mayor parte. Respecto a los niveles infrayacentes (Fm. Santa Candia) posee un significado regresivo con el paso de unas condiciones de depósito en ambiente lagunar-lacustre a un ambiente fluvial o de mud flat. Este ambiente está caracterizado por la abundancia de tramos lutíticos rojos y escasos niveles de areniscas correspondientes a canales fluviales en sus depósitos. . En éstos se encuentran abundantes bancos de yeso nodular y alguno de dolomía. Los potentes niveles de lutitas rojas de "mud flat" nos indicarían una sedimentación procedente de inundaciones con carga en suspensión predominante, en zonas muy llanas que experimentarían largos períodos de exposición subaérea que favorecerían la oxidación y el enrojecimiento ("redness") general de los materiales. En estas condiciones tendría lugar la formación de nódulos de anhidrita en zonas por encima del nivel freático. Algunas cubetas lacustres se desarrollarían en estas llanuras y explicarían la presencia de niveles carbonatados (calizas, dolomías) intercalados esporádicamente en la serie predominantemente lutítica. En estas llanuras circularían escasos canales fluviales, algunos de ellos de características meandriformes, con migración lateral intermitente y de régimen de descargas muy irregular.

Los niveles inferiores de esta formación en la zona de Carme poseen un carácter más fluvial. Esto viene corroborado por una abundancia relativa de capas de arenisca correspondientes a depósitos de canales fluviales. Estos tramos basales intercalan asimismo varios niveles de paleosuelos hidromorfos, que tendrían su origen en un ambiente de llanura aluvial con oscilaciones del nivel freático, en unas condiciones diferentes a las de los tramos altos de la formación.

Los ambientes de mud flat evolucionarían en la vertical a diversos ambientes (fluviales, palustres, lacustres-evaporíticos), ligados probablemente en parte a un cambio en el entorno tectónico. Estos cambios estarían corroborados por la presencia de una formación depositada en ambiente de "bajada" o sea áreas muy distales de abanicos aluviales (Fm. Claramunt) sobre la formación que nos ocupa en el área de Carme.

RYDER et al (1976) describen tramos depositados en ambientes con características similares en el Paleógeno de Utah. En el Devónico de Spitsbergen FRIEND y MOODY STUART (1972) describen tramos semejantes, interpretándolos como depositados en ambientes de "clay flats", con características similares a las expuestas aquí.

2.2.5.3.- FORMACION VALLDEPERES

Definición:

En la franja de afloramiento del grupo Pontils que desde el NE de la ermita de Sant Magí de Brufaganya se extiende hasta el Oeste de Vallespinosa, sobre la Fm. Carme, se encuentran dos tramos potentes de yeso y dolomías blancas con sílex y niveles margosos que alternan con dos tramos lutíticos rojos y que habían sido incluidos en la "Fm. Pontils" por autores que han estudiado esta área. En vista de sus características y extensión se ha creído oportuno definirla como una formación diferenciada, asignándole el nombre de Formación Valldeperes, por estar enclavada dicha población sobre materiales pertenecientes a esta formación.

Descripciones:

Se ha escogido como sección tipo la efectuada a un kilómetro al oeste de Valldeperes, siguiendo el camino que conduce hasta la Serra del Bosc d'En Borrás. La descripción de la sección tipo (lámina I, perfil VP) es la siguiente:

- Yacente: Lutitas rojas con algún nivel de color gris verdoso que constituyen la parte superior de la Fm. Carme en este área.
- 1,5 m.- Lutitas ligeramente carbonatadas gris verdosas.
 - 1,5 m.- Yeso alabastrino nodular blanco. Presenta parches de dolomía blanca; textura en "chicken wire".
 - 2,5 m.- Semicubierto. Yesos.
 - 1,5 m.- Yeso alabastrino nodular blanco y gris parduzco. Textura en "chicken wire".
 - 2,5 m.- Cubierto. Posiblemente yesos.
 - 3 m.- Yesos alabastrinos blancuzcos, nodulares. Nódulos milimétricos desarrollados en dolomía blancuzca.
 - 2,5 m.- Semicubierto. Lutitas rojas y verdosas alternantes.
 - 9 m.- Yesos alabastrinos nodulares blanco grisáceos, con un nivel de color rojizo de pocos centímetros. Poseen abundantes nódulos de sílex gris y beige. La parte superior presenta intercalaciones lutíticas carbonatadas verdes. En la parte inferior los nódulos son milimétricos, mientras que en la superior son de mayor tamaño.
 - 14,5 m.- Semicubierto. Parece tratarse de un tramo predominantemente lutítico rojo, con alguna intercalación más carbonatada de color gris verdoso en la mitad inferior del mismo. Hacia el techo color violáceo.
 - 0,3 m.- Yesos alabastrinos nodulares con parches de dolomía blancuzca.
 - 8,5 m.- Lutitas rojas bioturbadas (burrows de color pardo rojizo); poseen moteado de color verde y tonalidades amarillentas y violáceas.
 - 1 m.- Dolomías blancas, más arcillosas en la base del nivel.
 - 4,5 m.- Lutitas rojas que intercalan niveles de hasta 30 cms de color verde grisáceo y alguno violáceo.
 - 6 m.- Cubierto. Parece tratarse de un tramo lutítico rojo.
 - 11,5 m.- Cubierto. No obstante afloran niveles de yesos y dolomías con sílex.
 - 9 m.- Yesos alabastrinos nodulares blancos y grisáceos. En la base y techo del tramo los nódulos son pequeños milimétricos, con textura en "chicken wire", en la parte central los nódulos son mayores.
 - 1 m.- Yesos alabastrinos micronodulosos rojizos.
 - 14,3 m.- Tramo constituido por yeso alabastrino en niveles de color y textura diferente. Alternan el color blanco y colores rojos y amarillentos, debido al color del material en el que se desarrollaron los nódulos, en general intintadas. Texturas micronodulares y en grandes nódulos. Algún nivel posee sílex.
 - 10 m.- Lutitas pardo-rojizas con moteado blancuzco-verdoso.
 - 1,5 m.- Semicubierto. Lutitas rojas, violáceas y grises.
 - 2,5 m.- Lutitas rojas.
 - 4,5 m.- Margas grises con intercalaciones de calizas blancas en la parte superior del tramo. Este nivel ha proporcionado pequeños foraminíferos bialinos (VP 14).
 - 3 m.- Cubierto. Posiblemente calizas en la parte superior.
- Techo: Calizas blancuzcas nodulosas, micritas con parches esparíticos verticales, que constituyen aquí la base de la Fm. Bosc d'en Borrás.

Sección de referencia: Como sección de referencia se describe a continuación el tramo correspondiente a la Fm. Valldeperes del perfil de Sant Magí (Lám. I)

- Yacente: Lutitas rojas de la Fm. Carme.
- 0,1 m.- Dolomías con algunos grandes huecos. Lateralmente aumenta de potencia.
 - 5 m.- Lutitas pardo-rojizas. En la parte inferior más carbonatada y compactas.
 - 2,5 m.- Lutitas gris verdosas claras y rojizas con alguna capite centimétrica de dolomía blanca.
 - 4,5 m.- Dolomías en bancos de 15 a 20 cms. que alternan con niveles de 30 a 40 cms. de margas gris verdosas, más abundantes hacia la base.
 - 1,1 m.- Dolomías blancas en bancos separados por hiladas arcillosas.
 - 2,5 m.- Margas blanco verdosas.

- 1 m.- Dolomías blancas con niveles más arcillosos. Abundante bioturbación.
- 1,2 m.- Dolomías blancas y margas carniolizadas. Bioturbación en el nivel basal.
- 0,6 m.- Dolomías blancas bioturbadas y parches grandes semirellenos de esparita blanca (en geoda).
- 1 m.- Margas blancas con dos niveles más compactos hacia la base. Aspecto de carniolas.
- 0,7 m.- Dolomías blancas con numerosos huecos y recristalizaciones. Techo de aspecto carniolar.
- 2,5 m.- Dolomías y margas carniolizadas alternando en bancos de 10 a 30 cms. Los niveles más dolomíticos poseen nódulos de sílex.
- 0,3 m.- Dolomías blancas.
- 1,5 m.- Margas que intercalan algún nivel de carniola y delgados niveles de calizas gris oscuras.
- 1,5 m.- Alternancia de niveles de dolomías y calizas con niveles arcillosos verdes, alguno de los cuales aparece carniolizado.
- 8,5 m.- Margas que intercalan niveles de hasta 20 cms. de dolomía y niveles más compactos con sílex.
- 1 m.- Dolomías con niveles arcillosos.
- 1,3 m.- Alternancia de margas muy carbonatadas y dolomías blancas.
- 4 m.- Carniolas, dolomías y calizas dolomíticas brechoídes. Alternan niveles de 50 a 70 cms. más compactos y niveles de 20 a 30 cms. "limosos".
- 3,5 m.- Margas alternando con dolomías, alguna con sílex. Hacia el techo se observa un nivel de carniolas.
- 18 m.- Lutitas rojas en la parte superior. La inferior parecen lutitas (?) grises. Tramo muy cubierto.
- 1,3 m.- Lutitas rojas, grisáceas y rojo violáceas.
- 0,2 m.- Dolomías blancas.
- 1,5 m.- Lutitas rojas. Semicubierto.
- 2,5 m.- Margas blancas.
- 14,4 m.- Semicubierto: lutitas rojas con un nivel de 0,4 m. de color gris rojizo en el techo.
- 1,6 m.- Margas grises que pasan hacia el techo a dolomías blancas.
- 3 m.- Alternancia de niveles de dolomías, calizas dolomíticas y carniolas con niveles margosos de aspecto limoso. En general este tramo posee un aspecto caótico y brechoide, con aparentes redisoluciones. Huecos tapizados de diminutos cristales de calcita.
- 3 m.- Margas arcillosas blancuzcas con intercalaciones de dolomías blancas que poseen huecos tapizados de esparita.
- 0,5 m.- Margas gris blancuzcas.
- 5,5 m.- Cubierto, parecen lutitas rojas.
- 3 m.- Margas gris blancuzcas, alguna, de color verdoso, con niveles de unos 10 cm. de dolomía con parches esparíticos.
- 1,5 m.- Dolomía gris beige de aspecto brechoide, con numerosos moldes de carófitas y de otros restos fósiles.
- 0,5 m.- Lutitas pardo-amarillentas.
- 0,1 m.- Margas blancuzco verdosas.
- 5,5 m.- Lutitas predominantemente rojas. Con hiladas más grisáceas y alguna gris verdosa, blancuzcas.
- 2,5 m.- Dolomías brechoídes con sílex.
- 8 m.- Semicubierto. Lutitas rojas y margas gris blancuzcas alternantes.
- 0,5 m.- Dolomías brechoídes con nódulos de sílex muy grandes.
- 1,5 m.- Lutitas rojas, margas gris verdosas y carniolas.

Sobre esos niveles los materiales están cubiertos por campos de cultivo, que deben corresponder a niveles de la Fm. La Portella y quizá algún apéndice de la Fm. Bosc d'En Borrás, ya que unos metros al W de este corte, sobre la serie descrita yacen dolomías con sílex y calizas que constituyen aquí la base de la Fm. Bosc d'En Borrás interdigitándose con los materiales de la Fm. La Portella.

En Valldeperes, el tramo inferior de yesos ha sido explotado en alguna ocasión por medio de canteras que permiten efectuar un buen estudio de los niveles evaporíticos. Entre Valldeperes y "La Casa Blanca" (loc. I-26), los niveles de yeso, cuyos nódulos se desarrollaban predominantemente sobre dolomías o margas blancuzcas, van desapareciendo, quedando, a la altura de la carretera (loc. I-27) únicamente dos tramos de margas y dolomías, en algún caso brechoídes, con sílex alternando con dos tramos predominantemente lutíticos rojos. Hacia Les Colomines, la Fm. Valldeperes pasa lateralmente a la Fm. Fontanelles.

En las inmediaciones de Pontils, la Fm. Valldeperes está oculta por derrumbios de pendiente entre los que se encuentran bloques de sílex. No obstante, unos 600 m. al W del pueblo (loc. I-23), la Fm. Valldeperes aparece, con todas sus litologías típicas, bien desarrollada. Sobre las lutitas de la Fm. Carme, que intercalan en la parte alta (loc. I-23b) algún nivel con carófitas y gasterópodos, aparece un primer tramo de yesos y dolomías con sílex, sobre el que yacen lutitas rojas con carniolización y un nuevo tramo de yesos, margas y do-

lomías con sílex. La parte superior de este tramo es un nivel de calizas nodulosas. Sobre este tramo aparece otro de lutitas sobre el que yacen las calizas de la Fm. Bosc d'En Borrás. En este lugar, aparecen bien desarrollados tanto los niveles de yesos como los de dolomías, cosa que no sucedía ni en Valldeperes ni en la localidad.

Entre Pontils y Vallespinosa, en dirección de esta última población, van desapareciendo los niveles de yeso en favor de las dolomías blancas. El tramo inferior dolomítico asimismo sufre variaciones: en la misma dirección se va deshilachando y pierde espesor. Así 1,5 km al NE de Vallespinosa, sobre los niveles de la Fm. Carme afloran lutitas rojas con niveles poco potentes de yesos y unos cuantos metros de dolomías blancas que constituyen aquí el tramo inferior de la Fm. Valldeperes, sobre éste yace un tramo lutítico rojo-violáceo con hiladas margosas grises, sobre el que se encuentra el tramo superior dolomítico, que posee un pequeño nivel de yeso en la base y constituido por margas gris verdosas, calizas nodulosas y dolomías con sílex.

En Vallespinosa (Lám. I) la Fm. Carme aparece ocupada por campos de cultivo, sobre ella, aparece un tramo lutítico margoso con intercalaciones de caliza y dolomías, algunas con sílex, que representa el tramo inferior de la Fm. Valldeperes. Sobre él aparece un tramo muy cubierto fundamentalmente lutítico rojo. Sobre el tramo anterior yace uno constituido por dolomías con moldes de evaporitas, calizas y niveles margosos. En este tramo aparece abundantísimo sílex en nódulos, que a veces llega a constituir verdaderos bancos. Sobre este tramo aparece un nivel de 9 a 10 m. cubierto que yace bajo calizas noduloso-brechoides que son atribuibles a la Fm. Bosc d'En Borrás.

Extensión areal, variaciones de potencia. Límites.

La Fm. Valldeperes en el área estudiada, se extiende desde la zona de Les Colomines (unos km. al W. de Sta. María de Miralles) hasta al W de Vallespinosa, donde queda cubierta por los conglomerados de Sant Miquel-Valldepera. En la sección tipo posee una potencia de unos 120 m. aproximadamente, potencia que se mantiene aproximadamente en toda el área.

La Fm. Valldeperes posee como límite superior los niveles de calizas de la Fm. Bosc d'En Borrás que yacen sobre el tramo lutítico superior. Como límite inferior se ha tomado el primer banco de dolomías o yesos que yace sobre los niveles lutíticos rojos de la Fm. Carme.

Hacia el NE pasa a los niveles marcosos y calcáreos de la Fm. Fontanelles y hacia el SW, tras quedar oculto por los conglomerados de Sant Miquel-Valldepera, se prolonga hacia Cabra del Campo y Monthblanc (JULIVERT, 1954; BENZAQUEN et al. 1973).

Características sedimentológicas.

Como se ha podido deducir de los datos expuestos anteriormente la Fm. Valldeperes se caracteriza por tres litotipos fundamentalmente: materiales carbonatados (calizas, dolomías), lutíticos y margosos, y yesos. Como materiales de menor importancia cuantitativa pueden presentarse sílex y niveles carbonosos. Los yesos, generalmente se han desarrollado en el seno de materiales dolomíticos y lutítico-margosos.

Niveles carbonatados: Presentan, en cuanto a composición, una gradación entre calizas, con porcentajes próximos a 100 de calcita y dolomías, con porcentajes próximos a 100 de dolomita, en cuanto a carbonatos minerales se refiere. Los términos intermedios son relativamente abundantes (calizas dolomíticas, dolomías calcáreas). Numerosos bancos presentan sílex y otros, no tan abundantes, yeso. Se presentan en capas de espesor variable: desde pocos centímetros a bancos de hasta 2 m. En los tramos predominantemente carbonatados

de esta formación. Un gran número de niveles presentan señales de bioturbación, representados a menudo por parches verticalizados rellenos de esparita y posiblemente relacionados con moldes de raíces. Frecuentemente los bancos carbonatados se presentan alternando con niveles lutítico-margosos. Es interesante señalar la presencia de niveles de aspecto pulverulento y niveles brechoides.

Calizas: Suelen ser micritas mudstone a wackestone de colores beige a pardo, a menudo fétidas, y en las que se observan raramente granos de micrita y algún cuarzo terrígeno, oogonios de carófitas y ostrácodos. Algunas microfacies presentan aspecto grumoso, evidenciando un posible origen intraclástico. Estas son poco abundantes. En muchas ocasiones se observa moldes de antiguos cristales de evaporitas, de aspecto lensoide o con secciones rómbricas, rellenos de esparita-microsparita, y en casos más excepcionales huecos esféricos de hasta 1 mm de diámetro tapizados de esparita. Algunos niveles, ligeramente dolomíticos, presentan asociadas a estas texturas una microfisuración con relleno esparítico-microsparítico.

Dolomías: Las dolomías de la Fm. Valldeperes presentan unas características generales muy similares. En el campo se presentan en niveles de aspecto generalmente cretoso, blando, con color blanco a beige muy claro, observándose frecuentemente pequeños parches esparíticos fenestrals a menudo con bordes rectos. El estudio de secciones pulidas muestra unas características similares a las observadas en el campo, y en numerosas ocasiones unos parches muy pequeños, de aspecto más cristalino y color verdoso que dan un aspecto grumoso o micronoduloso a las zonas donde se encuentran. Texturalmente en láminas delgadas aparecen como: a) dolmicritas mudstones o a veces wackestone con granos de dolmicrita (1 mm.), con escasos granos de cuarzo detrítico; b) dolmicrosparitas con tamaños de cristales entre 6 y 15 u, generalmente anhedrales y que a veces presentan dentro de una misma lámina delgada, zonas con tamaño de cristal diferente. En ambas litofacies se suelen presentar pequeños fenestrals y parches esparíticos (calcita) que recuerdan las formas de evaporitas ya descritas al tratar las calizas de esta formación. Las dolomías asociadas a niveles de yesos serán tratadas con mayor detalle al describir estos materiales.

Litofacies intermedias. Fenómenos asociados. Además de bancos de caliza y dolomía, cuyas características más importantes han sido descritas en párrafos anteriores, abundan niveles carbonatados que presentan una composición intermedia y que con frecuencia registran fenómenos de carniolización, brechación, dedolomitización y calcitización, que pueden presentarse por separado, o bien en niveles en los que han actuado varios de estos procesos.

Estos materiales y los fenómenos asociados pueden observarse fundamentalmente en los tramos más carbonatados que, generalmente, además coinciden con tramos sin materiales evaporíticos en el afloramiento, pero que lateralmente se observa pasan a niveles yesíferos. Así el corte de la carretera de La Llacuna a Santa Coloma de Queralt, en las cercanías de Sant Magí (loc. I-27) permite una buena observación de estos niveles carbonatados, y que lateralmente, en Valldeperes, corresponden a potentes tramos yesíferos. En dicho corte aparecen una serie de niveles (principalmente los correspondientes a las muestras SM 58 y SM 62 a 65, fig. 50 y 51) en los que abundan las capas de aspecto oqueroso, carniolar, asociados a bancos de aspecto brechoides. Entre las brechas aparece un material de aspecto pulverulento, cretoso. La base y techo de estas capas muy a menudo es irregular. El estudio de diversas láminas delgadas y secciones pulidas permite aportar luz sobre ciertos aspectos del origen de estos niveles. La muestra SM 58, procedente de los niveles altos del tramo carbonatado inferior de esta formación (Fig. 50), en sección pulida presenta un aspecto ligeramente oqueroso, con zonas de aspecto nebuloso carniolar. En lámina delgada se observa una gran profusión de cristales de dolomita

FORMACION VALLDEPERES

- Fig.- 50.-** Alternancia de dolomías y margas y niveles de brechas dolomíticas de colapso. Corte de la Carretera de La Llacuna a Santa Coloma de Queralt. Tramo dolomítico inferior de la Fm. Valldeperes.
- Fig.- 51.-** Detalle de los niveles dolomíticos de aspecto pulverulento y brechoide. Explicación en el texto. Tramo dolomítico superior de la Fm. Valldeperes.
- Fig.- 52.-** Típico aspecto del yeso alabastrino con textura en mosaico (macrocell, chicken wire). Sección pulida. Muestra VP 4.
- Fig.- 54.-** Nódulo de yeso del orden del milímetro desarrollado en dolmicrita. Obsérvese la presencia de cristales subeuhedrales mayores en el centro de los nódulos constituidos por yeso alabastrino. Lámina delgada, nódulos cruzados. Muestra CV 9.
- Fig.- 55.-** Yeso en nódulos y como "cemento" de dolsparita, cuyos cristales (color oscuro) aparecen rodeados de yeso y a menudo aislados entre sí. Lámina delgada. Muestra CV 16.
- Fig.- 56.-** Nódulos de yeso desarrollados en dolmicrita. Obsérvese la presencia de secciones de prismas rómicos en los bordes de los nódulos, correspondiendo a cristales de anhidrita pseudomorfizados. Lámina delgada. Muestra CV 11.
- Fig.- 57.-** Aspecto de un macronódulo de yeso alabastrino. Las zonas oscuras filiformes corresponden a vetas de hidratación porfiroblásticas. Niveles de la cantera de Valldeperes CV.



Fig. 50

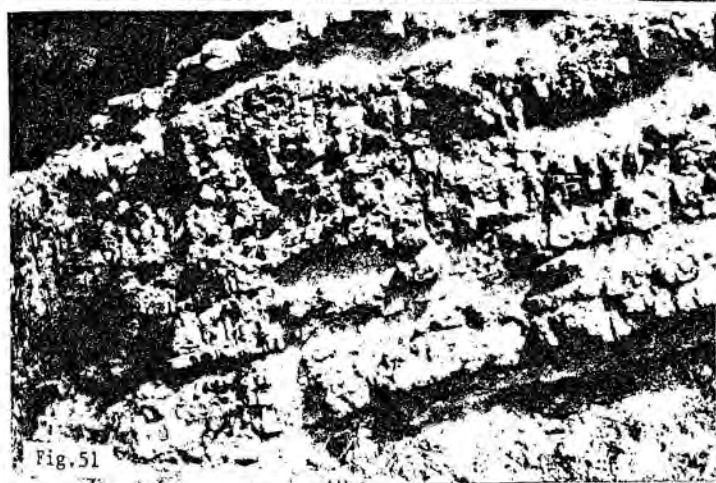


Fig. 51

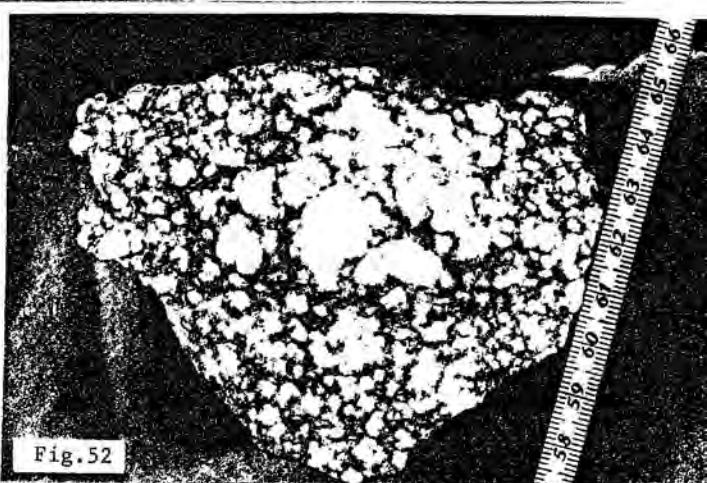


Fig. 52

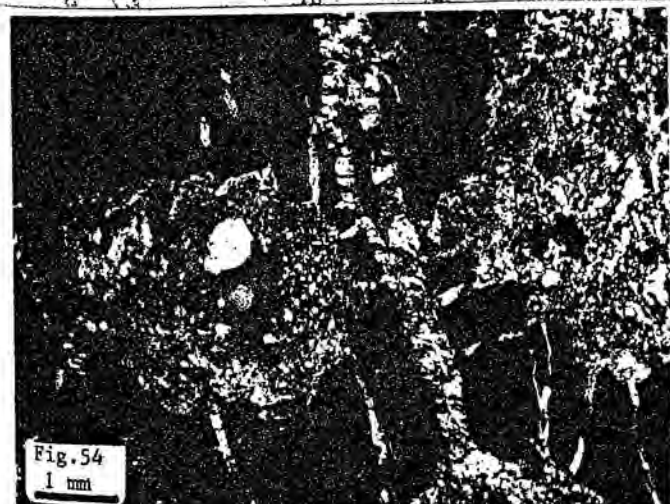


Fig. 54

1 mm

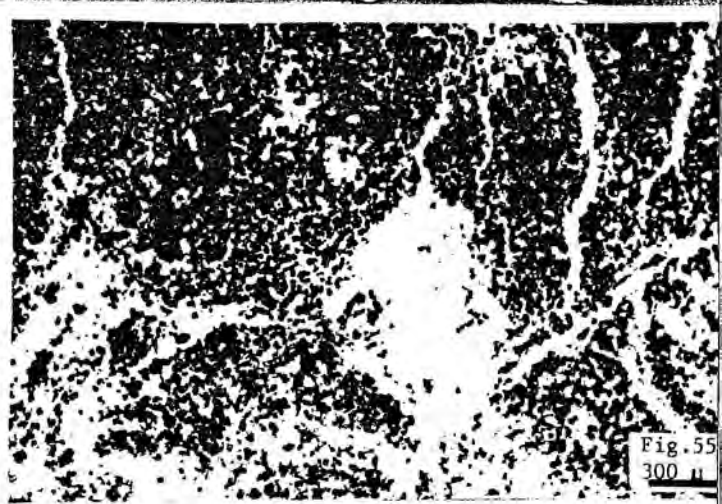


Fig. 55

300 μ

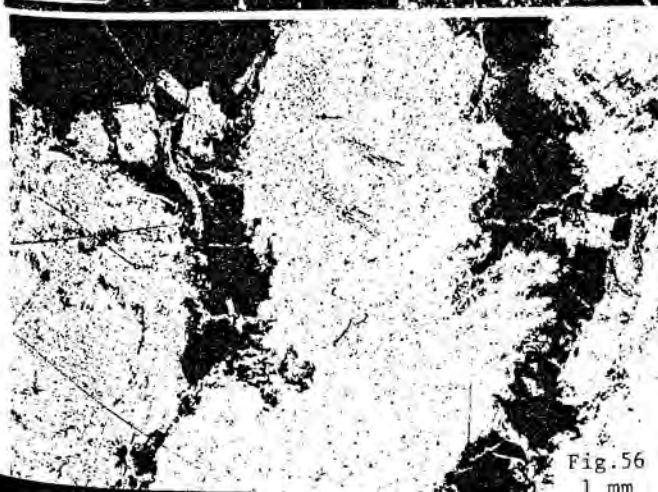


Fig. 56

1 mm

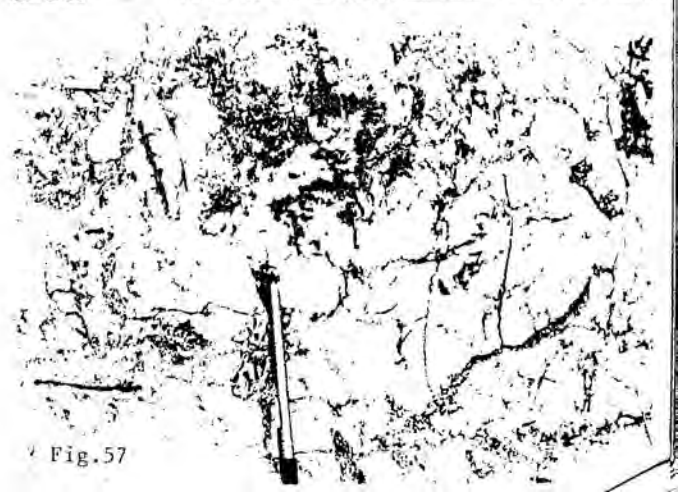


Fig. 57

aislados entre sí, con centros oscuros de formas redondeadas y de 80 u de diámetro aproximado, que aparecen cementados por calcita espática. En algunas zonas se observa que se han desarrollado algunos cristales idiomorfos de cuarzo que en ocasiones engloban inclusiones de dolomita. También se han desarrollado pequeños agregados con aspecto fibroso radial, poco definidos, con elongación negativa (largo-lento) atribuibles a lutecita.

De niveles pertenecientes al segundo tramo carbonatado de dicho corte proceden las muestras SM 64 y SM 65. La primera, en sección pulida presenta un aspecto microbrechoide, color beige amarillento, con amplias zonas de aspecto microsparítico rodeando grumos de aspecto micrítico. En láminas delgadas aparecen zonas de esparita de tamaño de cristal pequeño (30-40 u) en la que destacan parches y vetas de esparita con cristales de mayor tamaño. Algunos de ellos recuerdan moldes de evaporitas. La difracción de rayos X efectuada en esta muestra, señala una composición calcítica, con trazas de dolomita. La muestra SM 65 es una dolmicrosparita constituida por una masa de cristales de dolomita de tamaño entre 6 y 12 u. En esta masa se presentan parches de calcita espática correspondientes a antiguos huecos alguno de los cuales no ha sido "rellenado". Muchos de estos huecos y parches presentan bordes rectilíneos, geométricos, que podrían tener relación con antiguas evaporitas disueltas. En alguna zona aparecen grumos de dolmicrita y granos de cuarzo detrítico.

De lo expuesto anteriormente, y teniendo en cuenta las fábricas de los carbonatos que se encuentran en los niveles de yeso se deduce que los niveles descritos anteriormente, parecen haber sufrido procesos de dedolomitización, disolución de evaporitas y en algún caso calcitización de las mismas. La actuación de estos procesos ha originado una serie de materiales, oquerosos en unos casos, pulverulentos en otros, y de aspecto brechoide en otros, cuya génesis se tratará de explicar a continuación. En ciertos casos, el desarrollo de yeso en niveles de dolsparitas, ha provocado la aparición de ciertas fábricas en las que los cristales de dolomita aparecen más o menos aislados entre yeso, con texturas que varían entre "soporte" de granos sin yeso y cristales de dolomita flotando en el seno de una masa de yeso. Si en una textura de este tipo se produce un fenómeno de calcitización de la evaporita, la resultante será una fábrica de granos (cristales) de dolomita "flotando" entre masas de calcita espática. Por el contrario si el proceso que tiene lugar es una disolución de la evaporita, al perderse el soporte entre los granos, se produciría un colapso, con la formación de un material de aspecto limoso, en el que podrían destacar en un mismo nivel bloques que corresponderían a texturas antiguas de "soporte" de grano de dolomita, dando lugar a horizontes con un aspecto como el que muestra la fig. 51. La dedolomitización o calcitización de dolomías que puede haber actuado en ciertos niveles, dará lugar a fábricas neomórficas de tipo esparítico (microsparítico a veces), que en rayos X, muestra trazas de dolomita.

El silax: Se presenta generalmente en forma de nódulos más o menos profusos en el seno de yesos, calizas y dolomías. Los nódulos tienen tamaño diverso, desde pocos milímetros a cerca de un metro; de forma elipsoidal, y de color grisáceo, blanco, beige, y más raramente negro. En algún caso poseen forma brechoide, cementados por esparita, con una facies idéntica a la de algún nivel de la Fm. Sta. Candia (2.2.5.1.). En algunos casos el silax toma apariencia estratiforme, al desarrollarse profusamente en un nivel, sustituyendo casi enteramente la litología inicial.

El silax presenta unos moldes vacíos de sección fibroso radial de hasta 1 cm de diámetro que parecen corresponder a antiguas evaporitas. En lámina delgada aparece constituido por calcedonia (cuarzo), con la típica textura esferulítica fibroso-radiada y también en forma de cuarzo microcristalino. A veces aparecen unas ciertas bandas de diferente tamaño de cristal. Contienen como "impurezas" cristales subhedrales a euhedrales de dolomita y en ocasio-

nes grumos de dolmicrita con moldes de evaporitas rellenos de sillex. En algún caso se observa que en la textura de la calcedonia aparecen pseudomorfo de cristales lensoides atribuibles a yeso. La calcedonia corresponde a la variedad lutcita (de elongación largo-lenta o negativa), variedad que generalmente (WEST, 1973; FOLK y PITMAN, 1971) se encuentra asociada a evaporitas. En raras ocasiones (SM 53), ciertos niveles margosos, asociados a dolomías y calizas dedolomitizadas, antiguamente asociadas a evaporitas, presentan cuarzos bipiramidados de pequeño tamaño (< 1 mm.).

Niveles lutítico-margosos. Los niveles de lutitas y margas son muy abundantes en la Fm. Valldeperes llegando a constituir cuantitativamente más del 50% de los materiales de esta formación. Se presentan como niveles de potencia variable, desde pocos cms. a varios metros, alternando con bancos de caliza, dolomía o yeso, y como tramos potentes que alternan con los tramos fundamentalmente carbonatados y yesíferos. El contenido en carbonato de estos niveles es muy variado, considerándose como margas los que alcanzan un porcentaje superior al 25%.

Poseen colores variados, verdoso, blanquizco, gris y rojo. Los tramos potentes que alternan con los tramos carbonatados y yesíferos están constituidos fundamentalmente por lutitas margas rojas (presentan por lo general un porcentaje en carbonatos entre 20% y 68%) aunque intercalan niveles de otro color, a veces bastante potentes. Algún nivel rojo presenta moteado y bioturbación. Los niveles que alternan con calizas dolomías o yesos, poseen colores variados: blanquizco, verde, rojo y poseen contenidos en carbonatos comprendidos por lo general entre 4% y 50%. Algunos niveles poseen abundantes cristallitos (< 1 mm.) de calcita y en un caso (SM 53) se ha observado la presencia de cuarzos bipiramidados de hasta 1 mm de alto. Algunas hiladas poseen abundantes restos vegetales carbonizados, que llegan a dar un aspecto carbonoso a los niveles que los poseen. En niveles altos de esta formación, en el seno de margas, se ha detectado la presencia de unos raros foraminíferos a los que nos referiremos posteriormente.

En muchas ocasiones, en los tramos carbonatados-evaporíticos, constituyen el encajante en el que se han desarrollado los nódulos de yeso, que se encuentran en mayor o menor profusión, llegando en ocasiones a obliterar a dicho material encajante.

Los niveles de yeso. Intimamente asociados a los materiales descritos anteriormente, aparecen numerosos niveles de yeso. El yeso en la Fm. Valldeperes se encuentra en forma de nódulos en el seno de bancos de otra litología, que si son muy numerosos pueden llegar a constituir el material fundamental de un nivel y reducir el material encajante a pequeños parches entre los nódulos. Estos niveles presentan la típica textura en mosaico ("macrocell"; "chicken wire"; fig. 52). El tamaño de los nódulos es muy variable, desde pocos milímetros a algunos decímetros, aunque generalmente oscila entre 5 mm. y 5 cms. En algún caso se ha detectado la presencia de niveles de apariencia masiva o macronodular (nódulos > 80 cms) que observados en detalle muestran "fantasmas" de nódulos menores. Otro tipo de yacimiento del yeso es en forma de filoncillos o vetas que atraviesan a otras rocas, generalmente lutitas.

Se puede observar una gradación entre nódulos aislados, nódulos profusamente distribuidos en un nivel y bancos constituidos prácticamente por yeso nodular. La fig. 53 muestra la sucesión de niveles yesíferos de la cantera de

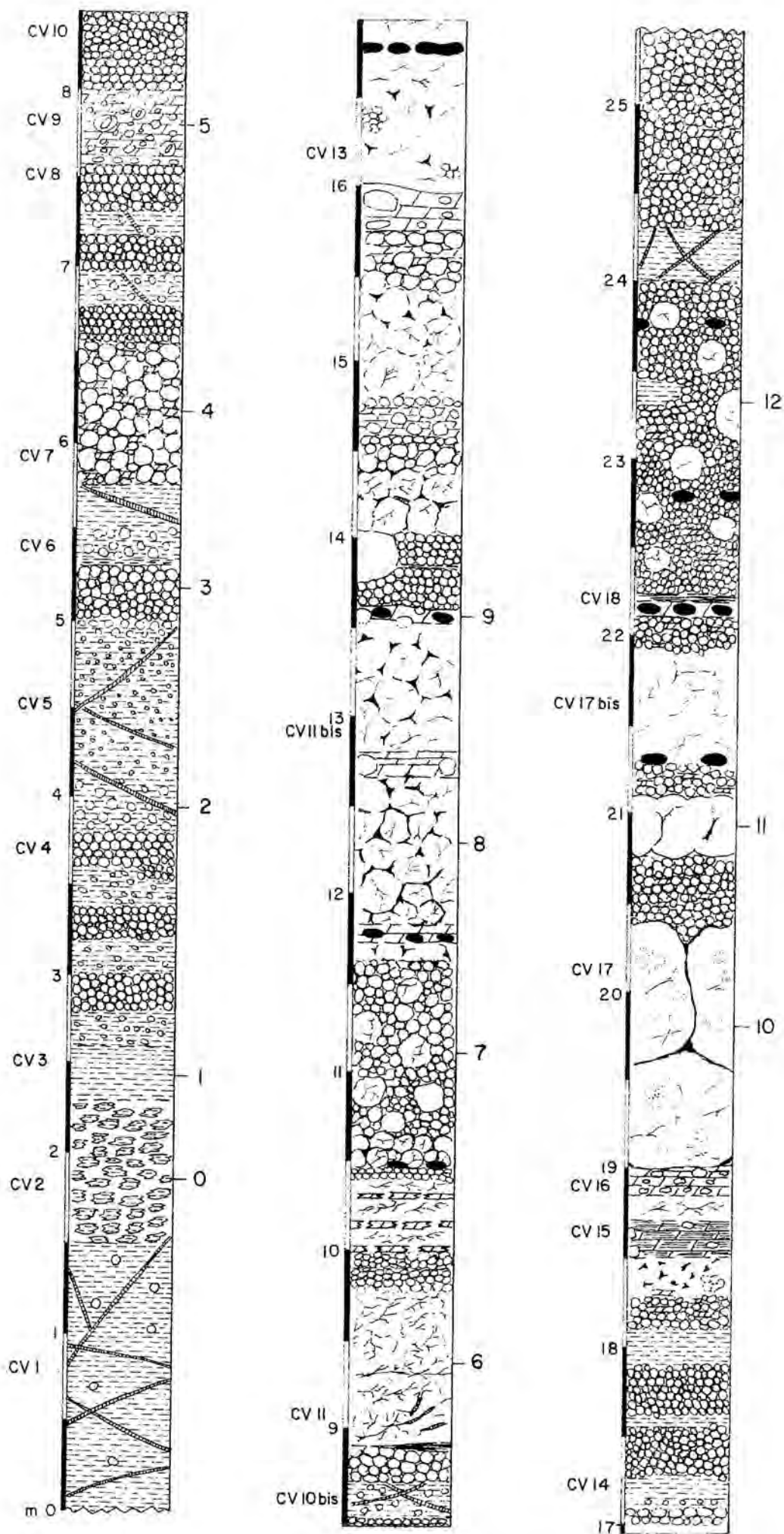


Fig 53 Yesos de la cantera de Valdeperes (Loc.I-28)

la loc. I-28 (Valldeperes), en la que se observan las diferentes texturas a que da lugar el crecimiento de nódulos de yeso. Así en los niveles inferiores se observan niveles de lutitas rojas o verdosas en las que se han desarrollado nódulos aislados, alternando con niveles de yeso con textura en mosaico. En niveles más altos aparecen nódulos aislados desarrollados en bancos de dolomía, alternando con niveles de yeso de aspecto masivo y niveles con textura en mosaico bien desarrollada. Suelen haber nódulos de mayor tamaño en el seno de estos niveles. En los niveles macronodulares y en los de aspecto masivo suelen aparecer numerosas vetas de hidratación porfiroblásticas. También se hallan en los nódulos mayores de la textura en mosaico. Algún nivel (metro 21) recuerda por su aspecto a los horizontes enterolíticos (contorsionados). En los niveles altos aparecen asimismo pequeñas hileras carbonosas y trazas de pirita y nódulos de sílex en el yeso. A menudo los contactos entre los diferentes niveles son transicionales.

Las características petrográficas del yeso que se encuentra en la Fm. Valldeperes son bastante uniformes. En lámina delgada se observa que se trata de yeso alabastrino secundario, constituido por una abundante distribución de yeso microcristalino (matriz alabastrina) en la que destacan cristales mayores, anhedrales, formados en una primera generación de hidratación (porfiroblastos), de bordes irregulares y que a menudo contienen restos de anhidrita en su interior, a modo de inclusiones. Destacan asimismo unos grandes cristales subeuhedrales (Fig. 54) localizados generalmente en el centro de los nódulos, aunque se pueden encontrar asimismo en la matriz, y en forma de venas porfiroblásticas. A menudo se observa que pasan transicionalmente a la matriz, y en otras ocasiones se encuentran unos en el interior de otros, semejando texturas poiquilíticas. La matriz fina tiene cierta tendencia fibrosa. A veces en la masa alabastrina aparecen cristales de dolomita de unas 180 μ y a veces mayores, anhedrales o subeuhedrales.

Los porfiroblastos asociados a yeso alabastrino, han sido relacionados por muchos autores (WEST, 1965; MOSSOP & SHERMAN 1973; SAN MIGUEL y ORTI, 1973; WILLIAMS y BIRNBAUM, 1975, entre otros) con procesos de hidratación inicial de la anhidrita original. Las texturas alabastrinas corresponderían con una rápida cristalización por introducción de aguas de hidratación en unas condiciones de fuerte desequilibrio del sistema anhidrita-yeso. La separación temporal entre ambas fases puede ser muy larga (SAN MIGUEL y ORTI, 1973). La mayoría de los autores citados, hacen hincapié en que los porfiroblastos aparecen en venas que atraviesan masas nodulares mayores y en las zonas externas de los nódulos de la estructura en mosaico (macrocell, chicken wire). En nuestro caso, los porfiroblastos aparecen típicamente en el centro de los nódulos de la estructura en mosaico, así como en forma de venas porfiroblásticas de hidratación en el seno de los nódulos mayores y de los macronódulos (Fig. 57). En estos a menudo se observan "fantasmas" de nódulos de pequeño tamaño que podrían indicar un origen posterior de las formas macronodulares.

Las relaciones de los nódulos con el material encajante, se han podido observar sobre todo en el caso de nódulos que se desarrollan en material carbonatado compacto, fundamentalmente dolomía. Los bordes de los nódulos aparecen frecuentemente con formas quebradas, y en sus proximidades se encuentra muy a menudo secciones de prismas rómbicos (Fig. 56). Este es un caso común cuando el material encajante es dolmicrita o dolmicrosparita. No obstante, en otros casos, el crecimiento de los nódulos en dolmicrosparita o dolsparitas, da lugar a una fábrica diferente. En ella el yeso aparece en nódulos y asimismo como "cemento" entre el que flotan los cristales de dolomía (Fig. 55). En este caso, si la evaporita es disuelta, da lugar a un material de aspecto cretoso, pulverulento, por colapso, del que se ha hablado en párrafos anteriores. Si tiene lugar una calcitización del mate-

rial evaporítico dará lugar a texturas de calcita espática con cristales de dolomita "flotando".

Probablemente el crecimiento de los nódulos evaporíticos se produjo con desplazamiento del material original que ocupaba el antiguo volumen del nódulo, aunque en el caso de nódulos desarrollados en materiales carbonatados compactos no cabe descartar la posibilidad de un reemplazamiento (ORTI, com. personal).

Las características de los niveles de yeso, entre las que cabe destacar entre otras su carácter nodular, presencia de inclusiones de anhidrita en porfiroblastos, secciones de prismas rómicos en bordes de nódulos, indica que el sedimento original fué anhidrita. Esta conclusión además está basada en los criterios desarrollados por diversos autores que han trabajado en la zona del Golfo Pérsico (ej. SHEARMAN, 1966). Siguiendo los criterios de estos trabajos la anhidrita se habría formado en una zona vadosa capilar.

Distribución estratigráfica de los litotipos y relaciones entre ellos.

Los diferentes litotipos descritos aparecen relacionados de forma diversa pero que en líneas generales se concreta de la siguiente forma: Los materiales carbonatados (calizas, dolomías) y evaporíticos, se encuentran fundamentalmente en dos tramos que alternan con otros dos, constituidos fundamentalmente por materiales lutíticos margosos, predominantemente rojos. Los tramos carbonatados-evaporíticos, están constituidos por una alternancia de niveles de calizas y dolomías y bancos de lutitas-margas fundamentalmente grises o verdosas, en los que se han formado nódulos evaporíticos que cuando han tenido un gran desarrollo pueden llegar a constituir potentes niveles, llegando a obliterar la textura inicial del sedimento en el cual se originaron. Lateralmente a estos tramos yesíferos se observa la presencia de niveles dolomíticos con sílex y señales de disolución de evaporitas y colapso, con presencia de niveles de brechas dolomíticas. El yeso en el seno de esta formación se dispone ocupando, en ambos tramos, una franja desde Valldeperes hasta las cercanías de Vallespinosa, pasando lateralmente en los extremos de ella a tramos con dolomías y calizas con sílex pero sin evidencia actual evaporítica.

Los tramos lutítico margosos que alternan con los tramos evaporíticos-carbonatados poseen las características ya reseñadas al tratar dichas litologías.

Esta disposición en tramos alternantes de materiales semejantes puede obedecer a la repetición de una serie de fenómenos que se iniciarían por una deposición de materiales carbonatados y margosos, en zonas probablemente lacustres, con drenaje deficiente, y con desarrollo de condiciones evaporíticas en las áreas más restringidas a las que llegarían, o en las que se producirían, soluciones altamente concentradas en cationes Ca y Mg. A estas condiciones seguirían otras de deposición fundamentalmente lutítico-margosa con predominancia de influencia detrítica, en áreas con mayor drenaje y mayoritaria exposición subaérea con oxidación frecuente (red beds, moteado de origen edáfico, etc.). Al final del segundo de estos macrociclos seguiría una fase lacustre calcárea (Fm. Bosc d'En Borràs) y lagunar (Fm. La Portella).

Contenido paleobiológico. Edad.

Los hallazgos de restos fósiles en esta formación ha sido más bien escasos. Algunos niveles carbonatados (calizas fundamentalmente) han mostrado la presencia de carófitas, y en menor proporción ostrácodos y gasterópodos. Los niveles lutítico-margosos, han resultado desde el punto de vista fosilífero, estériles en su mayor parte. Cabe citar la presencia, no obstante de algún oogonio de carófita (SM 46) y restos de cocodrílidos (SM 54) en niveles intercalados en los tramos carbonatados. La presencia de un nivel (VP 14) con abundantes foraminíferos y escasos ogonios de carófitas en el tramo superior de la formación, presenta indudables problemas en el momento de efectuar conside-

raciones paleoambientales. Dichos foraminíferos poseen conchas hialinas y pertenecen a géneros y grupos (Trochammina, Miliammina, Spirillina, etc.) poco significativos desde el punto de vista cronoestratigráfico, pero de indudable interés paleoecológico. El conjunto faunístico representado en dicho nivel corresponde a una asociación típica de lagunas (BOLTOVSKOY, 1965; J. FERRER comunicación personal) con salinidad más baja que la marina normal. BOLTOVSKOY presenta diversos datos, entre los que cabe destacar la presencia de foraminíferos en lagunas actuales con conexiones más o menos próximas respecto a mar abierto, y con salinidades muy bajas (hasta 0,36 ‰). Estos datos merecen tenerse en cuenta a la hora de confeccionar hipótesis sobre el origen y ambiente sedimentario de las evaporitas y dolomías de esta formación. En efecto, TRIAT y TRUC (1975) describen un caso semejante, y manifiestan que las formas mesohalinas pueden vivir y reproducirse en medios continentales aislados de todo mar. Estas faunas podrían corresponder a reliquias de conexiones marinas anteriores, o bien esporádicas conexiones con aguas marinas, en nuestro caso posibles, pero quizá poco probables dado que los niveles marinos francos datados de esta época quedan al norte del paralelo de Vic (Luteciense superior). Un dato adicional a tener en cuenta es la localización del nivel, en la parte alta de la formación, y varios metros por encima del segundo tramo evaporítico. La edad de esta formación, a tenor de lo expuesto anteriormente debe deducirse a partir de datos concernientes a otras formaciones. Según esto y de acuerdo con el apartado II-3 la edad sería Luteciense, probablemente alto.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas

De lo expuesto en párrafos anteriores se deduce que esta formación presenta una serie de problemas sedimentológicos cuya comprensión es fundamental a la hora de efectuar un correcto análisis ambiental y paleogeográfico. Por una parte la presencia de dolomías nos lleva a sugerir procesos de dolomitización, presuponiendo de acuerdo con MULLER et al (1972), que la dolomita es un mineral diagenético, que no procede nunca de una precipitación directa. Asimismo, el carácter secundario de los niveles de yeso procedentes de la hidratación de anhidrita "primaria", en su mayor parte, y el hecho de que ésta presenta características de no ser de precipitación sobre un fondo, sino "diagenética" (en el sentido de SHEARMAN, 1966) nos lleva a buscar unas condiciones "diagenéticas" penecontemporáneas en el ambiente deposicional que explique satisfactoriamente las características litológicas de esta formación.

Los datos que poseemos acerca de los tramos carbonatados evaporíticos de esta formación, nos hablan de una sedimentación carbonatada y margosa en cubetas lacustres, posiblemente de salinidad variable, pero que en ocasiones se puede precisar eran de agua dulce (carófitas, cocodrílidos, etc.). La evolución en la horizontal y en la vertical de estas cubetas, podría dar lugar en determinadas áreas a la exposición subaérea de materiales depositados en zonas lacustres con formación de anhidrita nodular en zonas por encima del nivel freático (mud flats carbonatados), de modo similar al que ocurre en áreas supralitorales del Golfo Pérsico (SHEARMAN, 1966). La formación de dolomías en tales ambientes "lacustres" puede explicarse de dos modos. Por mecanismos comparables al "bombeo" evaporítico" (HSU y SIEGENTHALERS, 1969) en zonas por encima de la lámina de agua de dichas cubetas, similares a los registrados en ambientes marinos, o bien por dolomitización de fangos calcáreos al alcanzarse una relación $Mg/Ca > 7$ en las aguas intersticiales de dichos fangos en la cubeta lacustre (véase MULLER et al. 1972).

Una hipótesis interesante a tener en cuenta para explicar la coexistencia de bancos de caliza y dolomía en los tramos carbonatados según el segundo mecanismo es la que se propone a continuación basada en parte en MULLER et al. (1972): A una zona lacustre llegan aguas con contenido en magnesio relativa-

mente alto, cuyo origen será tratado posteriormente. Si en dicha cubeta se depositan en primer lugar calizas, el contenido relativo de Mg puede aumentar, si éste alcanza, con respecto al calcio, valores relativos, entre 2 y 7, el carbonato que se depositó probablemente fué calcita con alto contenido en magnesio. Si prosigue la sedimentación carbonatada calcárea, el contenido relativo del agua en Mg respecto al Ca aumenta y puede sobrepasar a 7; a partir de dicho momento puede ocurrir la dolomitización de los fangos calcáreos depositados previamente en el fondo. La existencia de aguas con $Mg/Ca > 7$ en la cubeta, permitiría además favorecer la dolomitización por el mecanismo de bombeo evaporítico (véase WOLFBauer y SURDAM (1974); RYDER et al. (1976)).

Todo esto sugiere pues que un aporte importante de iones Mg tuvo lugar a las cubetas "lacustres". Las aguas portadoras de tales iones podrían proceder de cursos cuyas áreas fuentes fuesen ricas en tal ión. Este fué seguramente el caso que nos ocupa, pues en la época de sedimentación de la Fm. Valldeperes, coetánea de la formación Claramunt, las áreas fuentes estaban integradas por las potentes series de materiales mesozoicos que cubrían áreas de los actuales Catalánides (calizas y dolomías del Muschelkalk inferior, Muschelkalk superior, "Suprakeuper", Jurásico y Cretácico inferior, y yesos en el Muschelkalk medio y Keuper).

Otro origen a tener en cuenta, aunque poco probable, sería la dolomitización mediante los aportes de soluciones con un contenido relativamente alto de Mg procedentes de aguas marinas. El hallazgo de foraminíferos marinos en niveles altos de esta formación favorecería esta hipótesis. No obstante, los argumentos expuestos anteriormente a propósito de este punto (*) así como las evidencias paleogeográficas nos llevan a inclinarnos por la primera hipótesis aun cuando en ciertos momentos pudiera haberse producido alguna conexión con áreas marinas, más probables en los niveles altos de esta formación.

La Fm. Valldeperes pasa lateralmente hacia el NE a la Fm. Fontanelles, cuya característica fundamental es su carácter "palustre" de agua dulce, lo cual a su vez pasa lateralmente a las facies de paleocanales de la Fm. Claramunt. La fig. 58 muestra la disposición de estas formaciones en relación con otra del Grupo Pontils. Aun cuando los datos que se poseen no son suficientes para obtener una visión tridimensional de las relaciones entre estas formaciones y las que las limitan hacia el centro de la cuenca, se puede deducir que el sistema fluvial de la Fm. Claramunt aportaría sus aguas a una llanura en la que abundarían los episodios de inundación, encharcamiento y creación de charcas y pequeñas cubetas lacustres y zonas palustres, que a su vez, en zonas más distales o marginales y con probable presencia de fenómenos endorreicos quizá debidas a subsidencias diferenciales y en áreas de menor pendiente deposicional regional, sería foco de concentración de los iones aportados por la red fluvial y quizás aguas subterráneas, que unida a una intensa evaporación, dadas las circunstancias climáticas, favorecerían la formación de lagunas de tipo playa - sebkha continental con formación de fangos calcáreos y, en condiciones penecontemporáneas, de dolomita y anhidrita. En el contexto paleogeográfico en que nos movemos es difícil de suponer una relación entre estas lagunas y el mar, que en esta época está limitado al N. de Vic.

(*) Debe tenerse en cuenta que los foraminíferos citados anteriormente (nivel VP 14), proceden de los niveles más altos de esta formación, y de carácter no evaporítico.

Situaciones semejantes de evaporitas y dolomías en ambientes continentales han sido publicadas por diversos autores: *PLAZIAT (1975) en el cretácico superior y paleógeno de Languedoc, TRIAT y TRUC (1975) en el Paleógeno del Valle del Ródano, RYDER et al. (1976) en la Green River Formation del Eoceno de Utah y ORDÓÑEZ et al. (1976) en las cuencas terciarias del Duero y del Tajo.

2.2.5.4.- FORMACION FONTANELLES

Definición

En los alrededores de Santa Maria de Miralles, y sobre las lutitas rojas con yesos de la Fm. Carme, se asienta una potente serie predominantemente lutítico-margosa con numerosas intercalaciones de calizas grises en bancos delgados, y algún nivel poco potente de arenisca y yeso. A estos materiales se les ha designado con el nombre de Formación Fontanelles, por aflorar en las cercanías del barranco y balsa del mismo nombre, al N. de Sant Roma (Santa Maria de Miralles). Esta formación se caracteriza por la abundancia de fósiles (gasterópodos lacustres, carófitas, etc.), que se suelen presentar predominantemente en los niveles carbonatados.

Descripción

Como sección tipo, se ha escogido la parte correspondiente a esta formación del perfil de Santa Maria de Miralles (lám. I), efectuado desde las proximidades de la carretera de Igualada-Valls hasta la torre de Castell de Miralles. La descripción resumida de esta sección es la siguiente:

Yacente: Lutitas rojas de la Fm. Carme.

- 0,2 m.- Calizas arcillosas grises intraclásticas con restos de gasterópodos.
- 25,85 m.- Tramo constituido por niveles potentes de lutitas, predominantemente de color rojo, a veces de colores grisáceos y moteados. Alternan con niveles de hasta 30 cms. de calizas grises con gasterópodos, carófitas y ostrácodos. Algunos niveles rojos presentan vetas y eflorescencias de yeso.
- 2,7 m.- Areniscas de grano fino, localmente de grano medio, color rojizo-grisáceo moteado en la base. En la parte superior poseen color blanco y pasan insensiblemente a calizas arenosas con carófitas.
- 40,4 m.- Tramo constituido fundamentalmente por niveles potentes de lutitas predominantemente de color rojo que intercalan niveles de hasta 0,3 m. de calizas más o menos arcillosas con abundantes gasterópodos y carófitas. Se presentan asimismo unas pocas intercalaciones de areniscas blancas y rojizas y pequeños niveles de yeso.
- 1 m.- Areniscas rojizas y blancuzcas con estratificación cruzada, aflora en la primera curva del camino al Castell de Miralles.
- 31,2 m.- Tramo, en parte, de observación deficiente. Constituido por una alternancia de niveles de lutitas rojas, grises etc. de hasta 2,5 m. con niveles de calizas arcillosas con gasterópodos y carófitas de hasta 0,7 m. de potencia. Intercalan algún nivel de areniscas de grano muy fino blancuzca.
- 2,45 m.- Dolomías blancas, micríticas que intercalan un nivel de 0,9 m. de margas calcáreas gris violáceas.
- 15 m.- Alternancia de niveles de lutitas más o menos calcáreas rojizas y grisáceas de hasta 3 m. de potencia, con niveles de hasta 1 m. de calizas más o menos arcillosas grises con gasterópodos y carófitas.
- 1,5 m.- Calizas intraclásticas, de color beige y amarillento. Los bancos superiores son nodulosos, de aspecto brechoide.
- 6,2 m.- Tramo fundamentalmente lutítico rojo con niveles poco potentes de calizas arcillosas hacia la base y el techo del tramo.
- 40,5 m.- Tramo semicubierto. Lateralmente parece corresponder a niveles semejantes a los descritos anteriormente. En ocasiones se observan lutitas y margas rojas, violáceas, amarillentas, niveles de caliza y algún nivel de arenisca.
- 23,8 m.- Lutitas, predominantemente rojas, en niveles con abundante moteado y potencias de hasta 4 metros, que alternan con niveles de calizas arcillosas con gasterópodos y carófitas abundantes, y con potencia de hasta 0,4 m.
- 1,4 m.- Tramo constituido por una alternancia de 3 niveles de calizas arcillosas, separados por lutitas rojas. Contienen abundantes *Melanopsis*.
- 4,9 m.- Los 3 metros inferiores aparecen cubiertos, el resto son calizas arcillosas grises y lutitas grises, amarillentas y rojas.
- 3,3 m.- Lutitas muy compactas. Color rojo anaranjado con hiladas grises en la base. La mitad superior son de color rojo violáceo con moteado verticalizado amarillento y rojo oscuro. Señales de bioturbación abundante. Hacia el techo desaparece el color amarillento y se vuelven menos compactas.
- 1,6 m.- Calizas arcillosas grises con carófitas y gasterópodos que intercalan un nivel de margas grises con parches rojos.

- 14,45 m.- Tramo fundamentalmente lutítico rojo con abundante moteado, que intercala varios niveles de areniscas de grano fino, de color blanco a grisáceo, de hasta 2 m. de potencia. Algún nivel lutítico posee vetas de yeso, y otros abundantes gasterópodos. Este tramo finaliza con 0,5 m. de areniscas de grano muy fino blancuzcas y amarillentas con moteado rojizo y una intercalación lutítica ocre y roja.
- 17,45 m.- Lutitas rojas con moteado, grises, amarillentas, en niveles de hasta 7 m., alternando con bancos de calizas más o menos arcillosas con gasterópodos y carofitas en bancos de hasta 0,7 m.
- 1,6 m.- Calizas arcillosas grises intracústicas con hiladas de margas grises, y una rojiza. Poseen abundantes restos de gasterópodos y carofitas.
- 31 m.- Lutitas predominantemente de color rojo, otras son amarillentas y grisáceas; moteadas. Alternan con niveles poco potentes de calizas arcillosas grises con carofitas y moluscos y con niveles de arenisca de hasta 0,3 m.
- 8,6 m.- Lutitas versicolores, predominantemente de color rojo, con abundante moteado, que alternan con calizas blancas. Algún nivel lutítico aparece carbonizado.
- 1,1 m.- Calizas beige de aspecto micrítico con pequeños parches esparíticos, con numerosas hiladas margosas grises.
- 4,95 m.- Lutitas predominantemente rojas, grises en el techo del tramo. Intercalan dos niveles de hasta 0,5 m. de calizas arcillosas con carofitas.
- 2,5 m.- Calizas nodulosas con estratificación difusa, color blanco; en la parte superior destacan los nódulos en una matriz más arcillosa.
- 21 m.- Tramo bastante cubierto constituido predominantemente por lutitas rojizas amarillentas y grises moteadas que intercalan nivelillos de calizas blancas y areniscas de grano muy fino blancas con moteado amarillento.
- 7,5 m.- Niveles de margas grises astillosas, alternando con niveles de calizas arcillosas nodulosas.
- 2 m.- Calizas nodulosas, aspecto brechoide. Nódulos de 2 a 3 cm. Nivel de la torre del Castell de Miralles.
- 1,2 m.- Cubierto. Parece corresponder a un tramo lutítico.
- 1 m.- Calizas micríticas grises.
- Cubierto. Tránsito a la Fm. La Portella.

En la zona al S. de Coll de La Portella (loc. I-29; Fig. 59), la Formación Fontanelles aparece con una constitución semejante a la observada en Santa María de Miralles, es decir niveles de lutitas de hasta varios metros de potencia alternando con bancos poco potentes de calizas más o menos arcillosas grises. Las lutitas suelen presentar colores abigarrados, rojos, ocre, grisáceos, a menudo verticalizados. En las calizas suelen abundar los fósiles (gasterópodos lacustres, ostrácodos, carofitas). A veces se presentan intercalaciones de areniscas, generalmente de grano fino, de colores blanco, gris y amarillento, de una potencia máxima de 1 metro. En una ocasión se ha observado, asociado a niveles de areniscas, un dique clástico de 1 cm. de anchura por más de 2 metros de altura. Más hacia el E. de dicha localidad, la Fm. Fontanelles pasa lateralmente a la Fm. Claramunt.

En la zona Oeste de Les Colomines, la Fm. Fontanelles pasa lateralmente a la Fm. Valldeperes. Así, un corte efectuado en el camino que desde Ca la Pepa (loc. I-30) se dirige a la Serra de Queralt, permite observar la interdigitación de las típicas facies de la Fm. Fontanelles con niveles de dolomías blancas, algunas con sillex de la Fm. Valldeperes.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites.

La Fm. Fontanelles aflora íntegramente en el área de Igualada en la zona objeto de este estudio. Se extiende desde las inmediaciones de Les Colomines (entre Sant Magí y Sta. Maria de Miralles) hasta más allá de Can Soteres, al NW de Santa Candiá.

Presenta una potencia de más de 300 m. en el perfil del Castell de Miralles donde está típicamente representada. Hacia el NE pasa lateralmente a la Fm. Claramunt, y hacia el SW, lo hace en parte a la Fm. Valldeperes, y en parte a la Fm. Carma. El límite inferior lo constituyen los primeros bancos de calizas lacustres fosilíferas que aparecen sobre la Fm. Carma, y el superior los últimos bancos de calizas que yacen bajo los niveles lutíticos y arenosos grises y amarillentos de la Fm. La Portella.

Características sedimentológicas

La Fm. Fontanelles está constituida fundamentalmente por lutitas y margas que intercalan abundantes niveles calcáreos poco potentes y en menor proporción niveles de areniscas y yesos. En la sección tipo y hacia el techo de

la formación aparece un tramo de unos 15 m. de potencia predominantemente calcárea. Seguidamente se detallan los litotipos y litofacies que se han distinguido analizándose a continuación sus relaciones estratigráficas y sedimentológicas.

Niveles carbonatados: Están constituidos fundamentalmente por calizas, aun cuando se ha observado la presencia de niveles de dolomía. Se presentan en bancos por lo general poco potentes, desde pocos centímetros a algo más de un metro, aunque lo más frecuente es encontrar bancos de calizas de 20 a 30 cms. alternando con niveles lutíticos y margosos. A menudo presentan contactos transicionales tanto el superior como el inferior. El estudio, tanto de campo como de laboratorio (secciones pulidas, láminas delgadas, análisis varios) han permitido diferenciar las siguientes litofacies:

Dolomías: Presentan color blanco y aspecto cretoso, siendo muy semejantes a las observadas en otras formaciones del Grupo Pontils. En lámina delgada aparecen como masas microcristalinas formadas por pequeños romboedros de dolomita en las que destacan vetas y parches de esparita (calcita). En estos parches a veces aparecen romboedros de dolomita formando parte de cristales poiquilíticos de calcita. El caracter poroso y poco compacto se debe a la constitución de estas dolomías: pequeños cristales automorfos (PLAZIAT, 1975).

Los niveles de dolomías en alguna ocasión alcanzan hasta 1,2 m. de potencia. No son abundantes.

En ocasiones se observan fantasmas de posibles antiguos granos de micrita.

Calizas Micríticas: Texturalmente corresponden a mudstones y wackestones en las que los elementos aloquímicos suelen ser carófitas (oogonios y tallos), ostrácodos, gasterópodos, y granos de micrita y cuarzo. Ocasionalmente se pueden distinguir pellets. Los elementos bioclasticos suelen ser muy abundantes y de tamaño y conservación muy variables (Fig. 60). Sobre el origen del fango calcáreo se hablará posteriormente. Unas facies poco corrientes y de interpretación difícil son unos mudstones que poseen un aspecto nebuloso, con zonas de micrita de color y aspecto diferente. Un doble origen puede invocarse:

Esta litofacies suele presentarse en bancos poco potentes, entre lutitas y margas, que rara vez exceden el medio metro de espesor, conteniendo moldes de raíces a veces rellenos de esparita.

Calizas intraclásticas: Texturalmente corresponden a packstones y grainstones de granos de micrita (Fig. 61), predominando los primeros. Los elementos aloquímicos fundamentales suelen ser granos de micrita, en general muy redondeados, de tamaño comprendido entre unas cuantas micras y varios mm., no excediendo de 1 cm. generalmente. Para un nivel determinado suelen poseer un tamaño comparable. A veces se presentan granos de colores diferentes: blanco, beige claro, oscuro y hasta gris oscuro evidenciando erosión de niveles diferentes. En estas facies, los granos de micrita aparecen más o menos compactados e individualizados. Cuando los granos de micrita poseen unicolor y características similares y han sufrido una fuerte compactación, pueden dar lugar a litofacies con aspecto de mudstones - wackestones en las que a veces destaca algún grano de micrita. Si hay precipitación de esparita entre los granos, aparece una facies de aspecto micrítico con parchecillos de esparita (stellate voids) y en la que los granos no se aprecian debido a que sus bordes se han difuminado por compactación.

FORMACION FONTANELLES

- Fig.- 60.- Caliza micrítica fuertemente organógena (wackestone) con abundantísimos fragmentos de carófitas y escasos oogonios bien conservados. Lámina delgada. Muestra MI 13
- Fig.- 61.- Packstone de granos de micrita, algunos de color diferente al resto. Sección pulida. Muestra CP 05.
- Fig.- 62.- Huellas de raíces y burrows en un nivel calcáreo micrítico que hacia el techo (izquierda de la fotografía) ~~presenta~~ nodulización y pasa a su vez a packstone de granos de micrita. Sección pulida. Muestra CP 04.
- Fig.- 63.- La sección pulida está constituida en la base por un fango micrítico con nodulización. Hacia el techo ha quedado registrado un episodio de remoción con formación y depósito de granos de micrita y una nueva fase de sedimentación de fangos carbonatados. Sección pulida. Muestra MI 13.
- Fig.- 64.- Lámina delgada correspondiente a una caliza nodulosa en la que se observa una gran fisuración y relleno de grietas por esparita. Muestra MI 52.
- Fig.- 65.- Otro detalle de la muestra MI 52. Obsérvese la fisuración ramificada que a veces le da a la muestra un aspecto pseudo-brechoide. En algunos de los grandes huecos, posteriormente ocupados por esparita, se observan rellenos parciales de sedimento interno. Lámina delgada.
- Fig.- 66.- Grainstone de granos de micrita muy compactados tomando aspecto de wackestone-mudstone con "stellate voids". Los parches esparíticos mayores corresponden a rellenos de huecos producidos por fenómenos pedogenéticos (modificaciones paleontológicas). Lámina delgada. Muestra MI 54.
- Fig.- 67.- Caliza que muestra procesos de nodulización. Niveles altos de la Fm. Fontanelles. Muestra MI 56.

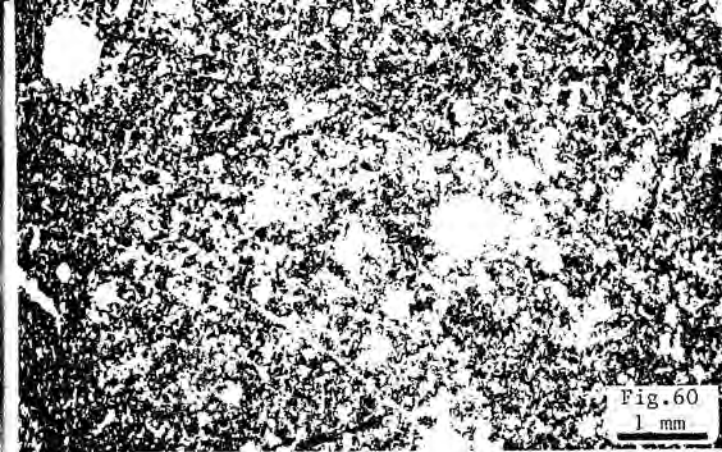


Fig.60
1 mm

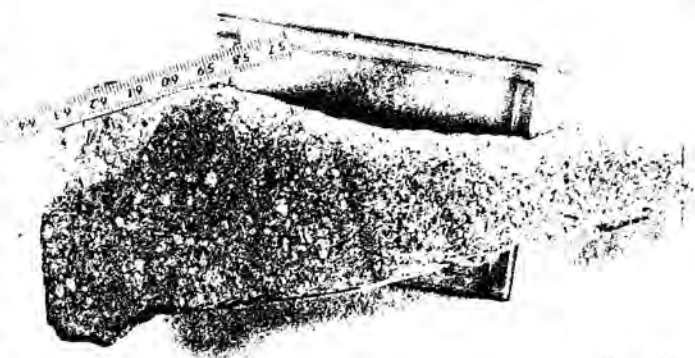


Fig.61

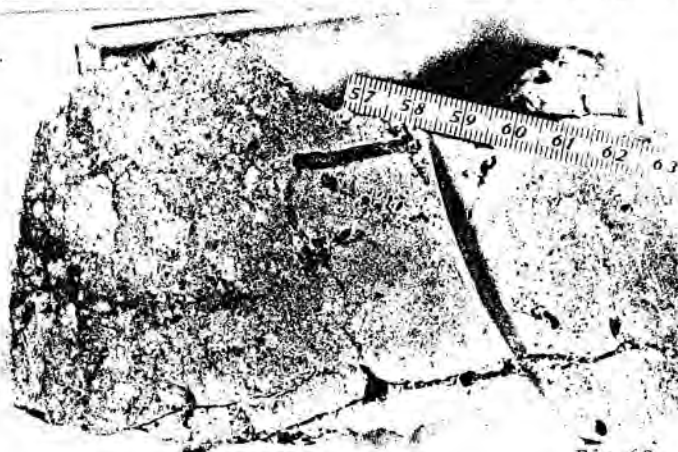


Fig.62



Fig.63
5.7 5.8 5.9 6.0 6.1 6.2 6.3 6.4 6.5 6.6

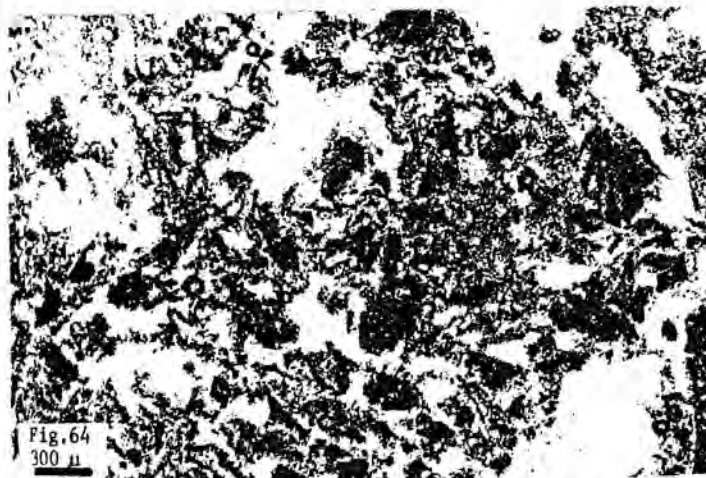


Fig.64
300 μ

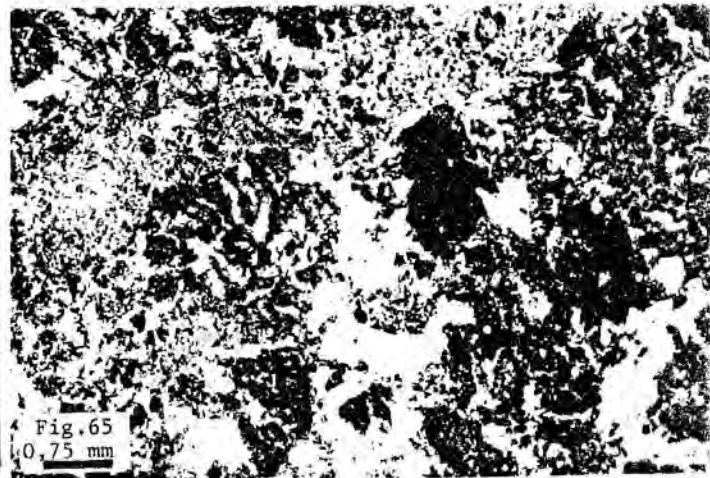


Fig.65
0.75 mm

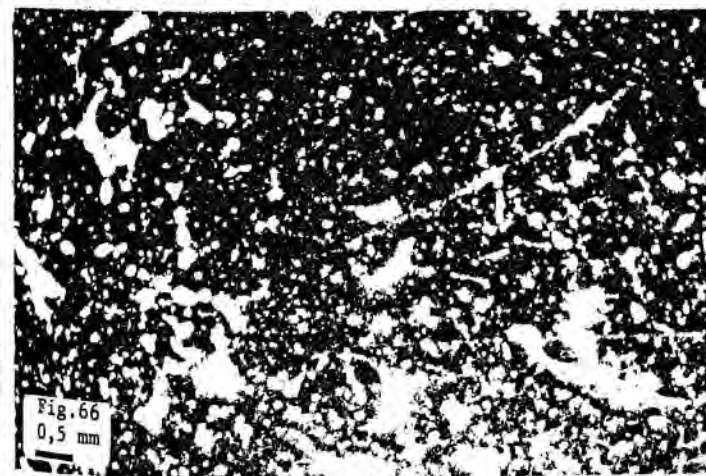


Fig.66
0.5 mm

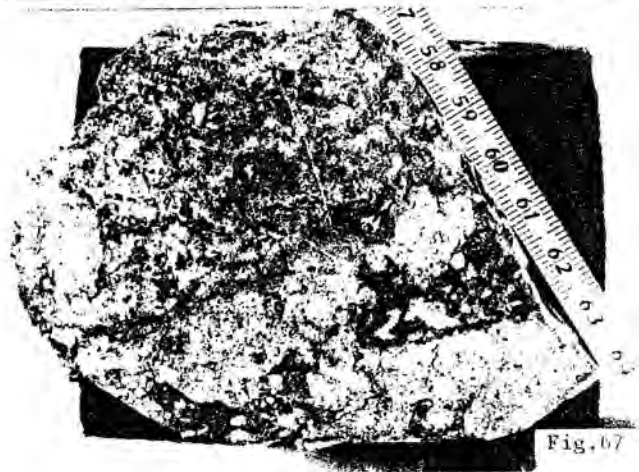


Fig.67

Como otros componentes se encuentran los elementos ya definidos en las calizas "micríticas". Pueden encontrarse tanto en el interior de los granos de micrita como en el resto de la masa.

Estas facies en el campo aparecen constituyendo bancos poco potentes, que rara vez alcanzan un metro de potencia, o bien alternando o yuxtapuestas a facies micríticas en un mismo banco. Los niveles calcáreos a menudo presentan huellas de raíces y cierta nodulización sobre todo en la parte superior de las capas.

Otros niveles calcáreos. Ya se ha mencionado que en algún caso las facies calcáreas anteriormente descritas presentan señales de edafización o "modificaciones palustres" (Fig. 62). A veces, estas modificaciones postdeposicionales pueden ser muy intensas, debidas a fenómenos muy diversos (nodulización, brechación, recristalización, etc.) y dan lugar a litofacies muy diferentes a las señaladas (Fig. 63). En los niveles superiores de la sección de Santa Maria, en un tramo fundamentalmente calcáreo-margoso, puede observarse una gran profusión de dichos fenómenos. Así el nivel correspondiente a la muestra MI 52, es un banco de unos 2,5 m. de potencia en cuyo techo destacan nódulos centimétricos más o menos resaltados. En la parte inferior los nódulos son de tamaño mayor. En sección pulida, dicha muestra correspondiente a la mitad del tramo, toma el aspecto de haber sufrido una microbrechación muy penetrante. En lámina delgada se observa una antigua micrita, en ocasiones transformada a microsparita, atravesada por numerosas vetas de esparita-microsparita (Fig. 64). Asimismo se observan parches esparíticos de mayor tamaño y con rellenos parciales de sedimento "interno" (Fig. 65). En otros casos (MI 54) son grainstones de granos de micrita más o menos compactados, a veces con aspecto de wackestones o mudstone con "stellate voids" que han sufrido un inicio de nodulización con aparición de materiales arcillosos verdes entre los nódulos. Otro caso semejante es el del nivel MI 55, que es un nivel de unos 2 m. de potencia, de caliza de aspecto noduloso pseudoconglomerática. Los nódulos son de 2 a 3 cms. de diámetro de un color beige oscuro que destacan entre una matriz de aspecto más arcilloso que a veces posee manchas ferruginosas. Por último el nivel más alto de esta formación en el corte tipo (MI 56) es un banco de caliza de aspecto noduloso (Fig. 67). En sección delgada las zonas con aspecto de nódulo están constituidas por grainstones de color beige de granos de micrita que poseen abundantes "fenestrals", separados por zonas más oscuras y amarillentas que proporcionan la impresión nodulosa. Asociadas a estas zonas aparecen texturas alveolares relacionadas probablemente con calcificaciones de raíces en las que los antiguos ejes radicales están ocupados por esparita. En este caso, se observa pues, una relación bastante directa entre nodulización y edafización. Los fenómenos de "alteración palustre", no obstante, son tratados con mayor extensión en el apartado de características sedimentológicas de la Fm. Bosc d'En Borrás.

Niveles de yeso. El yeso en la Fm. Fontanelles, aunque muy escaso, aparece generalmente en forma de vetas secundarias y eflorescencias en superficie en niveles de lutitas predominantemente de color rojo y en algún caso rojo violáceo. Estas eflorescencias superficiales posiblemente se corresponden a nodulitos de yeso en profundidad. Más raramente, aparece el yeso en forma de bancos muy delgados, de no más de 5 cms. de potencia, intercalados en tramos lutíticos potentes rojos y violáceos predominantemente. El yeso de estos niveles es alabastrino-sacaróideo, nodular, con desarrollo de cristales subeuhedrales porfiroblásticos en el centro de los nódulos. Tal tipo de desarrollo

de porfiroblastos se encuentra comunmente en los yesos de la Fm. Valdeperes, a la que se remite al lector para consultar sobre la génesis de los mismos.

Niveles arenosos. Los niveles arenosos, aunque no muy abundantes, son frecuentes en la Fm. Fontanelles. Se presentan en bancos de 20 a 50 cms. con intercalados entre tramos lutíticos. Suelen ser areniscas de grano desde muy fino a medio y colores blanco, blanco amarillento y grisáceo, a menudo moteadas y a veces con tintes rojizos. Generalmente se presentan muy bioturbadas, no apreciándose otra estructura excepto moldes de raíces ocasionalmente. Más raramente se encuentran niveles de areniscas más potentes que alcanzan más de 2,5 m. de espesor; en este caso, suelen preservar estratificación cruzada de tipo trough y, en otras ocasiones, hiladas y nivelillos lutíticos. Suelen ser de grano fino a medio.

Las características sedimentológicas de estos niveles arenosos son muy semejantes en toda la formación. El estudio de secciones pulidas, y láminas delgadas muestra que petrográficamente la mayoría de estos niveles deberían denominarse calcarenitas. Los granos suelen ser de cuarzo, calcita y dolomita, y granos de micrita, en una relación aproximada de idéntico porcentaje de cada uno de estos tres componentes. El cuarzo se presenta muy rodado y, en ocasiones, aparece alguno de sílex. Los granos carbonatados aparecen de dos formas: granos de calcita y dolomita espáticas y granos de micrita, en la que en ocasiones se observan filamentos algales (menos de 15 u de ancho por 200 u de alto como mínimo). Los granos de dolomita, muy frecuentemente se corresponden a cristales subeuhedrales que, a menudo, presentan un núcleo de color más oscuro que el resto del cristal. El origen de los granos carbonatados plantea algunos problemas.

Niveles lutíticos y margosos. Estos niveles constituyen cuantitativamente la mayor parte de la formación. Se utiliza en este trabajo el término "marga" en el sentido propuesto por DUNBAR y RODGERS (1957) para designar a rocas arcilloso-calcáreas con un contenido en carbonato cálcico entre el 25 y 75%. Se presentan en niveles de potencia muy variable, desde hiladas de pocos centímetros entre bancos de areniscas o calizas hasta niveles de más de 5 metros en los que se pueden presentar capas de color y contenido en carbonato diferente. El color de estos litotipos es muy variable; los más abundantes son los de color rojo, a los que siguen los de color grisáceo-blancuzco y se observa algunos de color verde y amarillento, pero lo más interesante a destacar es la presencia de moteado (marmorización) en una gran parte de estos niveles. El moteado toma aspecto de manchas, a menudo con tendencia a formas verticales, bordes difusos y color muy variado: ocre, blanco, grisáceo, violeta, rojo, etc. En algunos casos para un tramo lutítico-margoso dado se puede observar una serie de niveles de color diferente yuxtapuesto o alternante, y de contenido en carbonatos diferentes. El moteado se suele encontrar frecuentemente en el techo o base de los niveles lutíticos y margosos relacionado, muy a menudo, con la presencia de niveles de calizas o margas muy calcáreas (Fig. 59). No suelen presentar laminación ni estructuras internas, a excepción de burrows y en algún caso moldes de raíces.

El contenido en carbonato es muy variable pero generalmente es alto. En la mayoría de los casos sobrepasa el 30 % para las margas y el 9 % para las lutitas. Los niveles de color rojo suelen ser los de menor contenido en carbonato cálcico, y es en ellos donde se localizan los niveles de yeso cuando están presentes. A veces se ha observado, al tamizar muestras, que en la fracción fina abundaban pequeños cristales de calcita que parecían epigenéticos.

minúsculos cristales de yeso, en algún caso lensoide. Tanto lutitas como margas poseen pocos granos de cuarzo de tamaño arena, angulosos generalmente.

La génesis de estos depósitos será tratada posteriormente.

Relaciones entre los diversos litotipos y su distribución estratigráfica

Los litotipos descritos anteriormente se disponen en la Formación Fontanelles; de una forma alternante y con apariencia cíclica. Se acostumbra a presentar como una alternancia de lutitas, margas y calizas, que pueden presentar asimismo intercalaciones de areniscas, y más ocasionalmente de yeso y dolomía. La Fig. 59, correspondiente a una ampliación de los metros basales del perfil del Coll de La Portella (Lám. I), muestra un típico ejemplo de asociación de diversos litotipos en una sección, así como sus características más importantes. Cabe destacar el poco espesor de los diferentes niveles, así como la intensidad de los fenómenos de moteado.

El estudio de los diferentes litotipos y de su disposición estratigráfica permite deducir que los niveles de esta formación se depositaron en un ambiente fluviolacustre, correspondiente a una llanura de inundación en la que los depósitos del canal fluvial están muy poco representados. Los niveles arenosos de esta formación se han originado de dos formas diferentes: como rellenos de canales fluviales, caso muy poco frecuente, y correspondientes a los niveles más potentes y como depósitos de "inundación" bajo la forma de niveles de espesor menor a 50 cms. generalmente, y de extensión lateral apreciable ("Sheet sandstones", WILLIAMS 1975). Estos bancos podrían representar depósitos de "overbank" de canales fluviales o quizá depósitos de desembocaduras de canales en áreas lacustres (WILLIAMS, 1975, pág. 108). Los canales están bien representados en la formación Claramunt, de la que la Fm. Fontanelles constituye un cambio lateral de facies. Esta llanura de inundación representaría una zona restringida de la circulación de canales, en la que episódicamente tendría lugar inundaciones, incluso con aportes de arenas y que poseería amplias zonas encharcadas, que en determinados casos podrían ser relativamente permanentes originando cubetas lacustres con deposición de niveles carbonatados. En algún caso particular la restricción con concentración por evaporación de las aguas en algunas áreas permitiría la formación de pequeños depósitos de evaporitas y la dolomitización de algún nivel carbonatado.

Los niveles de lutita-margas se habrían depositado en esta llanura obedeciendo a varios procesos: como depósitos de inundación y como materiales depositados en zonas encharcadas de dicha llanura. El contenido en carbonatos de estos niveles no es una guía segura para su distinción, pues hay que tener en cuenta que los depósitos de canal presentan un contenido muy alto en carbonatos que generalmente sobrepasa el 40%, lo que indicaría que seguramente los depósitos originados por flujos "overbank" poseerían un contenido en carbonatos originalmente alto. En las zonas lacustres de dicha llanura las inundaciones aportarían ya un sedimento terrígeno altamente carbonatado que sumado a los carbonatos bioclásticos lacustres (carófitas, conchas de moluscos, etc.), originarían el alto contenido en carbonatos de las margas lacustres. El carácter de depósitos de cubeta lacustres con influencia terrígena procedente de inundaciones de los niveles de margas, viene corroborado por la fragmentación de los restos fósiles y presencia de abundante cuarzo en dichos niveles. En zonas que en un momento dado pueden quedar protegidas o bien en épocas de escasas inundaciones, la proliferación de vida en dichas charcas (abundancia de carófitas, moluscos, etc.) propicia una sedimentación carbonatada por medio de fangos micríticos, posiblemente de origen organógeno que darán lugar a la formación de calizas.

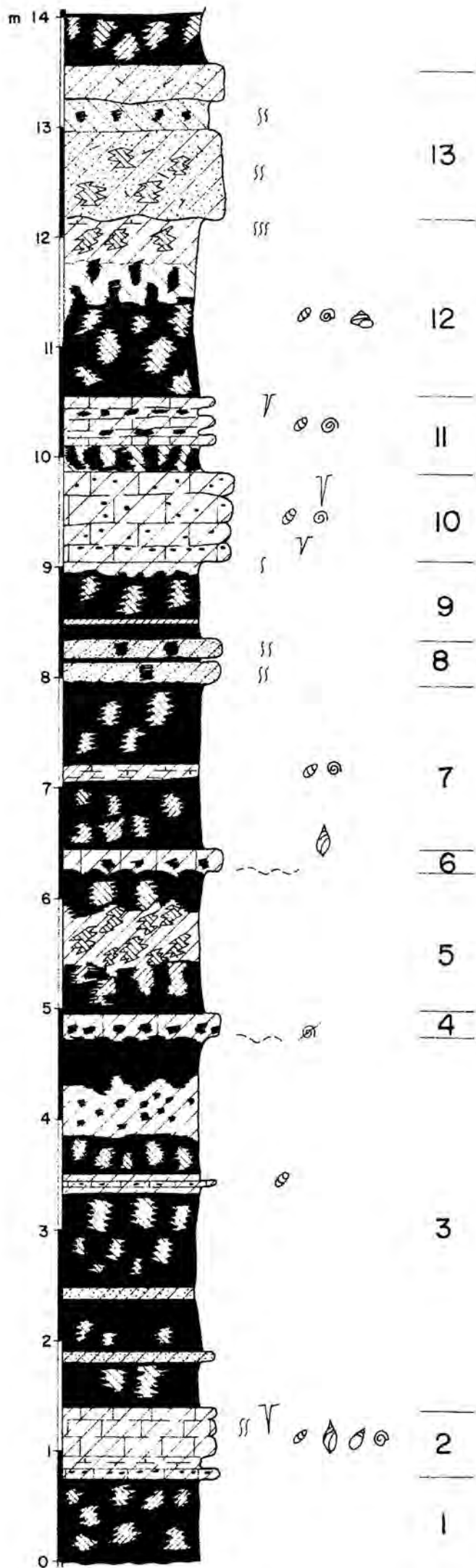
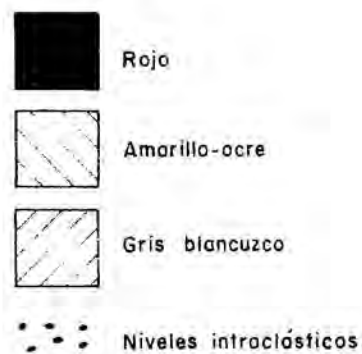


Fig. 59



No obstante, las calizas presentan una serie de características que permiten precisar ciertos procesos sedimentarios. Generalmente son bancos poco potentes, de micritas o bien calizas intraclásticas. En muchos casos se observa el paso de micritas, con nodulización en la parte superior del nivel, a niveles intraclásticos (Figs. 62, 63), e incluso alternancia de ambas litofacies. Esto indicaría condiciones de depósito tranquilo y remociones (Fig. 68), incluso con eventuales emersiones (nodulización, presencia de moldes de raíces y trazas de edafización). En un caso se ha observado un nivel de caliza dispuesto directamente sobre un potente nivel de arenisca. El carácter transicional del contacto hace pensar en la formación de una charca con deposición carbonatada en un canal prácticamente colmatado por depósitos arenosos.

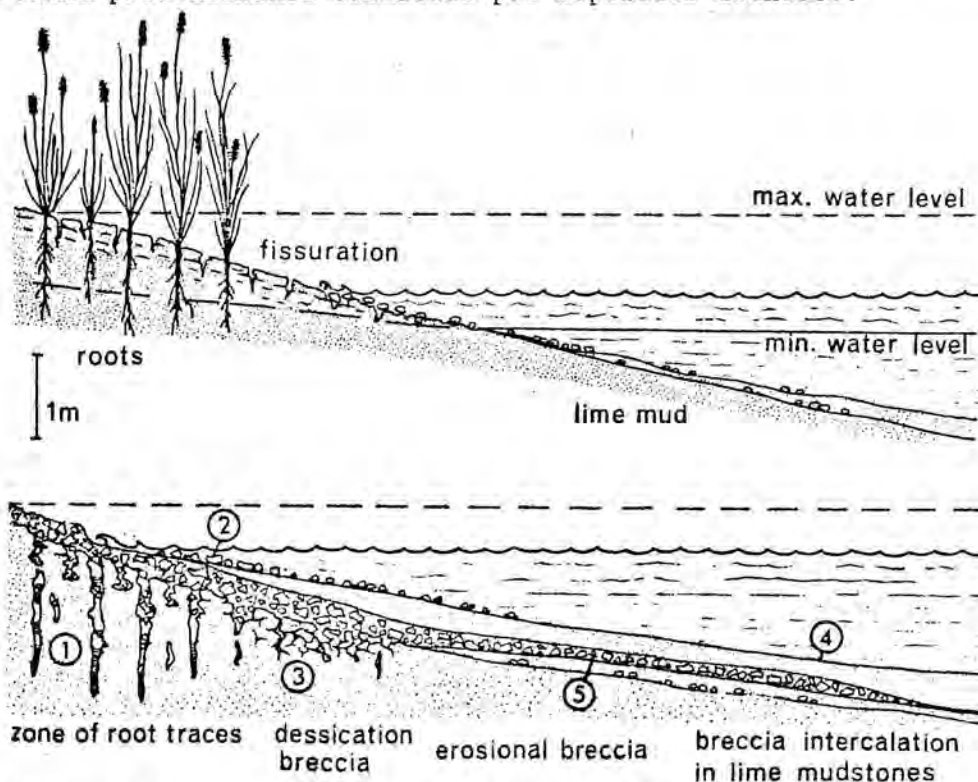


Fig. 68.- Esquema de formación de algunas de las "modificaciones palustres" en rocas carbonatadas. Según FREYTET y PLAZIAT.

Las oscilaciones de nivel freático de tales ambientes de llanura de inundación, muy frecuentes, y que en un momento dado presentaría zonas sumergidas con deposición de fangos calcáreos lacustres y zonas emergidas, quedan registradas asimismo en los niveles de lutitas-margas. Estos, presentan generalmente color rojo con abundante moteado de color gris, ocre, amarillo (marmorización). Este moteado es típico de suelos de tipo gley o pseudogley, es decir, suelos en los que tiene lugar redistribución del hierro debido a oscilaciones del nivel freático. Un moteado similar ha sido descrito entre otros por DALEY (1973) en ciclos fluviolacustres del Oligoceno de Hampshire y por FREYTET (1971) en el Cretácico superior y Eoceno inferior del sur de Francia. Algunos tramos de lutitas-margas poseen niveles con colores predominantes diferentes, alternantes, que indicarían condiciones de oxidación reducción alternantes (desde depósitos lacustres a condiciones de exposición subaérea prolongada).

Volviendo a la Fig. 59, que como se ha indicado anteriormente representa típicamente la disposición de materiales de esta formación, esta nos muestra una sucesión de episodios de deposición lacustre (calizas, margas grises),

episodios de inundación (lutitas-margas, areniscas) con emersiones (capas rojas) y niveles freáticos oscilantes (moteado en los niveles lutíticos; "modificaciones palustres" en los niveles carbonatados).

El carácter de alternancia de litotipos y litofacias, con apariencia "cíclica", estaría condicionado por varios factores: aporte sedimentario, tasa de deposición y tasa de subsidencia, provocando la alternancia de fases de emersión, inundación y encharcamiento (formación de cubetas lacustres-palustres).

Contenido paleobiológico. Edad.

El contenido fosilífero de esta formación es muy abundante, particularmente en lo que se refiere a los niveles lacustres, que han proporcionado una gran abundancia de individuos y especies. Cabe destacar la abundancia de gasterópodos (Melanopsis, Dyscus, hidrobiidos, planorbidos, etc.), ostrácodos, carófitas (Maedleriella, Raskyella, Harrisichara, Nitellopsis (Tectochara), Tolypella, etc.), cocodrílidos, etc. La lista de fósiles clasificados procedentes de esta formación figura en el anexo.

Los niveles de esta formación, a tenor de las consideraciones efectuadas en el capítulo II-3 y teniendo en cuenta la presencia de los mismos de Raskiella gr. pecki, Nitellopsis (Tectochara) thaleri, Harrisichara-brevipes, Nitellopsis (Tectochara) major, Raskyella caliciformis, comprenderían parte del Luteciense y probablemente representarían la parte inferior del Biarritziense.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Aunque en el apartado de relaciones entre litotipos y su distribución estratigráfica se ha avanzado el significado ambiental de las características sedimentológicas de esta formación, conviene añadir ciertos matices a dichas consideraciones. En primer lugar es interesante resaltar el carácter fluviolacustre de esta formación. Los párrafos anteriores muestran la escasez de aportes detríticos gruesos en una zona de probable subsidencia elevada, con presencia de encharcamientos muy abundantes, con desarrollo de numerosas charcas o cubetas palustres. En tal área tendrían lugar numerosas oscilaciones del nivel de agua libre y freático. El área en cuestión estaría conectada lateral o marginalmente con la Fm. Claramunt, que denota la existencia de un área fluvial próxima de características peculiares (cursos de descargas muy irregulares). En la parte más oriental de la Fm. Fontanelles aparecen tramos con mayor influencia detrítica, aparentemente ligados a los macrociclos de la Fm. Claramunt. Hacia el SW, pasa lateralmente a la Formación Valldeperes y a los tramos superiores de la Fm. Carme, que muestran unas características similares a las de esta formación. Los depósitos de la Fm. Valldeperes muestran unas condiciones de sedimentación con menor influencia detrítica en ambientes similar, pero con menor drenaje, y con emersiones más prolongadas y quizá menor tasa de subsidencia que dejaría expuestas grandes áreas llanas de sedimentos de origen lacustre y donde tendrían lugar fenómenos de dolomitización y de formación de evaporitas diagenéticas. La Fm. Fontanelles evoluciona en la vertical a las facies de "lagoon" con deposición siliciclástica de la Fm. La Portella.

2.2.5.5.- FORMACION POBLA DE CLARAMUNT.

Definición.

En la zona comprendida entre La Poblá de Claramunt y la Serra de la Portella al Nordeste de Santa Maria de Miralles, y sobre la Fm. Carme, aflora ampliamente una potente serie constituida por lutitas arenosas predominantemente, con numerosos niveles intercalados de areniscas y conglomerados de escasa relación anchura/altura. Poseen colores rojos, amarillentos y blancuscos. Esporádicamente presentan niveles de yesos. A estos materiales se les ha asignado el nombre de Formación Poblá de Claramunt, debido a aflorar junto a la Villa de La Poblá de Claramunt. Una característica espectacular de esta formación es la presencia de numerosos crecimientos algales en muchos niveles de areniscas y conglomerados, correspondientes a depósitos de relleno de canales fluviales.

Descripción.

Aun cuando el nombre asignado a esta formación procede de la villa de la Poblá de Claramunt, en las inmediaciones de esta villa esta formación aparece muy tectonizada, y por ello se ha escogido como sección tipo el tramo correspondiente a dicha formación del perfil de Carme (Can Munné; Lám. I).

La descripción resumida de la sección tipo es la siguiente:

- Yacente: Tramo lutítico con esporádicos niveles intercalados de areniscas y yeso, pertenecientes a la Fm. Carme.
- 1,5 m.- Areniscas blancas de grano medio a grueso que hacia el techo pasan a fino. Poseen estratificación cruzada de tipo trough en la parte inferior, y aparecen muy bioturbadas en la parte superior. Presencia de construcciones algales.
 - 4,5 m.- Semicubierto. lutitas arenosas rojas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino.
 - 1,5 m.- Areniscas de grano fino con laminaciones paralela y ripple.
 - 1,3 m.- Lutitas rojas. Semicubierto.
 - 5,5 m.- Nivel arenoso rojizo, que en la base posee 0,5 m. de arenisca de grano medio con laminación paralela, sigue una hilada con climbing ripples y laminación paralela. Sobre el tramo anterior yacen 4 m. de areniscas de grano medio que pasa a muy fino hacia el techo, pero con recurrencias. Poseen estratificación cruzada de tipo trough, laminación paralela y ripples. La parte superior aparece muy bioturbada.
 - 4,5 m.- Semicubierto. Se observan niveles de areniscas con estratificación flaser de grano muy fino y muy bioturbada, y algún nivel de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada de bajo ángulo y cicatrices lutíticas.
 - 9,3 m.- Semicubierto. La mitad inferior del tramo son lutitas con delgadas intercalaciones concéntricas de areniscas de grano muy fino grisáceas. La mitad superior son areniscas de grano fino a muy fino, muy bioturbadas, con intercalaciones lutíticas.
 - 2 m.- Areniscas de grano fino muy fino con hiladas lutíticas y estratificación flaser y lenticular.
 - 6 m.- Cubierto. Lateralmente se corresponde, en parte, con lutitas rojas con intercalaciones de arenisca.
 - 1 m.- Areniscas de grano fino a muy fino en bancos de 10 a 20 cms. con intercalaciones lutíticas, de color rojo, bioturbación abundante.
 - 0,5 m.- Areniscas de grano fino a medio blanco amarillentas. Abundantes restos de bioclastos de origen algal.
 - 6,8 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas, de hasta 15 cms. de grano fino a medio.
 - 1,5 m.- Areniscas de grano fino rojizas con laminación ripple y alguna hilada arcillosa.
 - 7 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino, blancuzcas, de hasta 10 cms. muy bioturbadas.
 - 2,8 m.- Areniscas blancas de grano grueso en la base, que pasa a medio y fino hacia el techo. Base erosiva. Es un nivel compuesto (canal) que lateralmente se deshilacha. La dirección del eje del canal es N30°W. Posee construcciones algales estromatolíticas.
 - 6 m.- Lutitas rojas con algún nivel de arenisca de hasta 20 cms. de potencia. Hacia la mitad del tramo, se presenta un nivel de lutitas versicolores: rojas violáceas y grises.
 - 1,5 m.- Areniscas de grano medio a fino, blancuzca, bioturbada. Forma de paleocanal, con una anchura de 5 m. y una altura máxima de 1,7 m. No se aprecian estructuras internas, aunque se observa que está formado por la superposición de varios depósitos (storages). La dirección del canal es N40°W.
 - 12,5 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de arenisca de grano fino, blanca de 5 a 20 cms. de potencia, que son muy abundantes en la parte alta del tramo. Varios niveles con marmorización abundante. Lateralmente intercalan un paleocanal de arenisca de 1,1 m. de altura y 2,5 m. de anchura, con una dirección de eje de N60°W.
 - 1,5 m.- Areniscas de grano fino a medio, color blanco en la parte inferior y más rojizo en la superior. Base erosiva. Nivel muy bioturbado.

- 6,3 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino blancas y rojas. En la parte inferior trazas de marmorización.
- 1,2 m.- Areniscas blancas con tintes amarillentos y rojizos, de grano medio a fino, muy bioturbadas y con hiladas lutíticas.
- 7,5 m.- Lutitas rojas con numerosas intercalaciones de areniscas blancuzcas y rojizas que se vuelven predominantes a partir de los 4 m. inferiores. Niveles muy bioturbados.
- 1 m.- Areniscas blancas de grano fino a medio, con algún parche rojizo. Muy bioturbadas con cantos blandos y bioclastos algales de tamaño arena.
- 18,4 m.- Tramo predominantemente lutítico rojo con intercalaciones de niveles de areniscas de grano fino de hasta 0,5 m. blancas y rojizas. A los 6 m. uno de estos niveles posee superficie claramente erosiva, bioturbación abundante y bioclastos algales de tamaño gránulo.
- 10,5 m.- Cubierto, lateralmente parece corresponder a un tramo similar al inferior.
- 2,5 m.- Conglomerados de cantos tamaño guijarro y areniscas con estratificación cruzada tipo trough a partir de 1,5 m. inferiores. Cantos de caliza y dolomías, fundamentalmente, y alguno de cuarzo. La superficie inferior es erosiva. Color blanco.
- 2,7 m.- Areniscas de grano medio en la base que pasa a fino hacia el techo. Zancos irregulares, estratificación difusa. Color rojizo.
- 2,7 m.- Alternancia de niveles de arenisca de grano medio a fino con niveles de grano muy fino, lutíticos, que predominan en la mitad superior del tramo; muy bioturbados, con parches amarillentos y blancuzcos en color rojo predominante.
- 5,5 m.- Lutitas rojo-violetáceas con una intercalación de 0,15 m. de areniscas de grano muy fino hacia el techo del tramo. La parte inferior del tramo, color rojo blancuzco.
- 7,1 m.- Tramo fundamentalmente arenoso. En la base se encuentran 0,6 m. de conglomerados grises con hiladas de arenisca de grano muy grueso y superficie inferior erosiva. El resto son areniscas de color amarillento con tintes rojizos más o menos acentuados; poseen estratificación cruzada de tipo trough en la parte inferior. El resto está muy bioturbado. Este tramo aparece como constituido por varios canales sobre impuestos, en el que además puede observarse un "channel fill" lutítico, con una dirección N35E.
- 1 m.- Areniscas blancas de grano fino a medio, en la parte superior poseen color amarillento.
- 1,5 m.- Lutitas rojo violetáceas con moteado amarillento.
- 3,2 m.- Areniscas de grano muy fino, blancas muy bioturbadas. Contacto inferior erosivo. Se observan cicatrices, pero no estructuras internas.
- 15,7 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio de hasta 0,5 m. de potencia, blancas generalmente y con bioclastos algales.
- 3 m.- Areniscas de grano muy fino versicolores, predominando los tonos rojizos y amarillentos. Lateralmente pasan a areniscas de grano grueso y grava fina.
- 21,6 m.- Lutitas rojas y areniscas de grano fino a muy fino, rojas amarillentas y blancuzcas, en niveles de potencia variable alternantes. Tramo muy bioturbado.
- 3,8 m.- Conglomerados guijarrosos, cantos calcáreos predominantes. Alguna hilada de arenisca.
- 3 m.- Areniscas de grano fino colores rojo, amarillento y blancuzco moteado.
- 2 m.- Areniscas calcareníticas de grano grueso con construcciones algales de gran tamaño y masas oncolíticas. En la parte superior son areniscas de grano fino, lutíticas con moteado rojo, amarillento y blancuzco.
- 5 m.- Conglomerados de guijarros pequeños.
- 3 m.- Areniscas de grano grueso con abundantes gránulos, construcciones estromatolíticas algales y numerosos bioclastos.
- 37 m.- La parte inferior aparece cubierta, aflorando únicamente areniscas conglomeráticas y lutitas rojas y blancas. El resto son lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino lutíticas, amarillentas y blancuzcas.
- 2,4 m.- Areniscas de grano muy fino con moteado rojizo, amarillento y blancuzco. En la base aparece un nivel de conglomerados de cantos predominantemente calcáreos de guijarros.
- 5,3 m.- Alternancia de lutitas con moteado versicolor y arenisca de grano fino a muy fino muy bioturbadas y moteadas. Abundante marmorización.
- 3 m.- Conglomerados guijarrosos, que en la parte superior evolucionan a areniscas de grano muy fino con moteado blanco, rojizo y amarillento.
- 1,5 m.- Lutitas y areniscas en capas de hasta 5 cms.
- 1,5 m.- Conglomerados de tamaño guijarro con estratificación cruzada plana.
- 25,5 m.- Cubierto. Campos de cultivo.
- 1,5 m.- Lutitas rojas que intercalan bancos de hasta 5 cms. de arenisca de grano fino.
- 2,1 m.- Areniscas de grano grueso, conglomeráticas, blancas en la base, que pasan de grano fino a muy fino y toman color rojo hacia el techo.
- 2,3 m.- Conglomerados de guijarros. Hacia el techo arenisca de grano muy grueso.
- 23 m.- Cubierto. Se observan lateralmente varios niveles de arenisca.
- 22 m.- Lutitas rojas con intercalaciones de niveles de yeso y alguno de arenisca blanca.
- 13,5 m.- Cubierto. Hacia la mitad del tramo se observa un nivel de 1 m. de arenisca de grano medio.
- 15,8 m.- Tramo lutítico rojo con abundantes niveles de yesos planos y alguna intercalación arenosa.
- 6,3 m.- Cubierto. En la mitad del tramo aparece un nivel margo-arenoso con numerosos restos algales.
- 1,5 m.- Arenisca de grano grueso, con hiladas de gránulos y guijarros pequeños.
- 8,3 m.- Areniscas de grano muy fino, amarillentas y rojizas en niveles de más de 50 cms. alternando con lutitas rojas que poseen hiladas arenosas.
- 1 m.- Areniscas de grano fino con climbing ripples e hiladas arcillosas.
- 0,5 m.- Cubierto.

- 3 m.- Areniscas de grano muy fino, muy bioturbada, con moteado amarillento, rojizo, etc. Poseen niveles de grano fino, e hiladas lutíticas.
 - 0,5 m.- Lutitas rojas muy arenosas, con guijarros flotando.
 - 4 m.- Areniscas de grano medio amarillentas, blancas y rosadas con moteado. Poseen laminación paralela y abundantes burrows. Poseen dos niveles de hasta 30 cms. de conglomerados guijarrosos.
 - 7 m.- Semicubierto. Lutitas rojo-violáceas con intercalaciones arenosas poco potentes.
 - 0,4 m.- Areniscas de grano medio a grueso, contacto inferior erosivo. Huellas de raíces y burrows.
 - 12 m.- Lutitas rojizas y violáceas con varias intercalaciones arenosas moteadas. En la parte inferior aparece un nivel de nódulos carbonatados de 0,3 m. de potencia. La parte superior, semicubierto.
 - 1,5 m.- Areniscas de grano fino, hiladas de grano grueso y estratificación cruzada de tipo trough. En la parte inferior intercalan un nivel de conglomerados de guijarros y gránulos.
 - 1,1 m.- Areniscas de grano fino con una intercalación lutítica. Color rojo y amarillento.
 - 1 m.- Conglomerado de guijarros pequeños. Cantos de caliza predominantemente. Hasta 5% de cuarzo.
 - 6 m.- Lutitas amarillentas y verdosas.
- Techo: Areniscas de grano grueso y muy grueso con restos de ostraídos. Base de la Fm. Collbás.

Como sección de referencia, se describe someramente a continuación el perfil de Collbás (Lám. I):

El camino que desde Carme conduce a la Ermita de Collbás, atraviesa diferentes formaciones; en las inmediaciones de Carme corta los niveles de areniscas y lutitas potentes con yesos. A continuación el camino toma una dirección general N-S, atravesando una franja extensa ocupada por campos de cultivos, entre cuyos márgenes afloran aquí y allá niveles de arenisca. Parte de esta franja corresponde a la Fm. Carme, mientras que la parte más al Norte debe corresponder ya a la Fm. Pobla de Claramunt. Tras la curva pronunciada del camino (Loc. I-31) aparece un nivel de lutitas moteadas rojizas, verdosas y gris oscuras con carófitas y gasterópodos lacustres, entre un tramo de lutitas rojas. El camino corta una serie de hasta 274 m. pertenecientes a la Fm. Pobla de Claramunt. La descripción somera de este perfil es la siguiente;

- 49 m.- Tramo predominantemente lutítico rojo con moteado ocre, gris, blanco, etc. con numerosas intercalaciones de niveles de areniscas de hasta 1 m. de potencia, algunas con forma de paleocanal. Localmente aparecen nódulos de yeso en areniscas y lutitas. Algún dique clástico cruza niveles lutíticos. A 17 m. de la base aparece un nivel de 0,4 m. de lutitas verdes oscuras con gasterópodos y carófitas.
- 2,4 m.- Arenisca de grano fino a medio, muy grueso en la base, con estratificación cruzada de tipo trough, que señalan una paleocorriente procedente del Este; en esta dirección, este nivel se vuelve conglomerático.
- 25,9 m.- Lutitas rojas con moteado versicolor y localmente vetas de yeso secundario con intercalaciones de arenisca blanqueza, alguna con forma de paleocanal y con restos de bioclastos algales. Diques clásticos de arenisca en algún nivel lutítico.
- 2,6 m.- Arenisca de grano grueso de color gris, con numerosos bioclastos y construcciones algales estromatolíticas. Este nivel posee una forma de paleocanal laxo.
- 39 m.- Tramo lutítico predominantemente rojo con numerosas intercalaciones arenosas, que lateralmente se observa corresponden a menudo a niveles de relleno de paleocanales. Localmente las areniscas son guijarrosas.
- 1,2 m.- Arenisca muy bioclástica de grano grueso y con hiladas de gránulos, con fragmentos estromatolíticos algales y forma de paleocanal.
- 6,5 m.- Lutitas rojas con intercalaciones poco potentes de areniscas. Lateralmente, hacia el oeste se observa un paleocanal de 4,6 m. de altura.
- 2 m.- Conglomerados de cantos calcáreos de hasta 10 cms. de diámetro. Algún canto de cuarzo (hasta 12).
- 3,2 m.- Semicubierto. Lutitas Arenosas rojas con moteado amarillento, gris, etc.
- 1,5 m.- Arenisca de grano fino a muy fino gris, lateralmente se corresponde con un paleocanal con relleno de areniscas y conglomerados.
- 16,2 m.- Tramo lutítico rojo con intercalaciones arenosas poco potentes.
- 1 m.- Areniscas de grano fino a medio, mal clasificadas, rojas con parches verdosos, hiladas de guijarros calcáreos predominantemente.
- 22,4 m.- Tramo predominantemente lutítico rojo con moteado amarillento, grisáceo etc. Intercalan niveles de hasta 1 m. de arenisca.
- 2,1 m.- Conglomerados de cantos de unos 2 cms., tamaño máximo 10 cms., calcáreos predominantemente. Intercalan hiladas arenosas.
- 3,5 m.- Areniscas de grano fino a medio, moteadas con manchas de marmorización abundantes. Estratificación irregular.
- 12,5 m.- Semicubierto: alternancia de areniscas y lutitas rojas.
- 1,2 m.- Conglomerados, microconglomerados y areniscas de grano medio a grueso en hiladas irregulares. Tamaño máximo 7 cms.
- 5 m.- Areniscas de grano fino a medio, que pasa a muy fino hacia el techo. Color gris amarillento que pasa a amarillo y rojo hacia el techo. Hay laminación ripple en la parte inferior.
- 0,6 m.- Lutitas arcillosas rojas.
- 1,2 m.- Conglomerados arenosos, tamaño guijarro, alguno hasta 10 cms.

- 12,5 m.- Semicubierto: alternancia de areniscas y lutitas rojas.
 1,2 m.- Conglomerados, microconglomerados y areniscas de grano medio a grueso en hiladas irregulares. Tamaño máximo 7 cms.
 5 m.- Areniscas de grano fino a medio, que pasa a muy fino hacia el techo. Color gris amarillento que pasa a amarillo y rojo hacia el techo. Hay laminación ripple en la parte inferior.
 0,6 m.- Lutitas arcillosas rojas.
 1,2 m.- Conglomerados arenosos, tamaño guijarro, alguno hasta 10 cms.
 2,5 m.- Arenisca de grano fino a medio, roja, muy bioturbada. Estratificación cruzada de bajo ángulo.
 14,2 m.- Semicubierto. Tramo fundamentalmente arenoso rojo con intercalaciones lutíticas. Las areniscas están muy bioturbadas y localmente presentan laminación paralela y ripple.
 0,7 m.- Conglomerados y areniscas muy gruesas grises. Lateralmente se corresponde a un paleocanal más potente.
 6,4 m.- Tramo fundamentalmente lutítico rojo con intercalaciones arenosas con cantos blandos, algunas de color gris.
 0,6 m.- Nivel de nódulos carbonatados arriñonados en lutitas rojas.
 1,5 m.- Semicubierto. Lutitas rojo rosadas con moteado amarillento y gris.
 0,4 m.- Conglomerados con hiladas de lutitas grises. Los guijarros presentan patina ferruginosa.
 1,2 m.- Lutitas gris verdosas con parches ferruginosos ocre. Contienen gasterópodos, restos de ostreidos y foraminíferos.
 1,5 m.- Conglomerados de cantos de guijarros, mal seleccionados, arenosos, en la base poseen abundantes cantos blandos rojos.
 23,5 m.- Cubierto, en la base se aprecian niveles de arenisca de grano fino a medio, rojas.
 16,5 m.- Semicubierto, lutitas y areniscas rojas.
 5,7 m.- Alternancia de areniscas y lutitas rojas muy bioturbadas. En la parte superior poseen color anaranjado y manchas grises.
 Techo: Margas calcáreas compactas, base de la Fm. La Portella.

En las cercanías de la Pobl. de Claramunt, y entre esta población y la zona al Norte de Carme las características de esta formación son ligeramente diferentes de las de la sección tipo: hay un mayor número de niveles arenosos y conglomeráticos, y en general aumenta el tamaño de grano de los elementos detríticos. En cambio, hacia la zona de Santa María de Miralles la Fm. Claramunt pierde potencia, y los niveles arenosos-conglomeráticos aparecen en menor número y con granulometría menor que en la sección tipo.

Así, en las cercanías de Cal Marros (Loc. I-32) la Fm. Claramunt ha disminuido de potencia; en la parte superior presenta varios niveles de yesos nodulares entre lutitas y areniscas rojas. Entre los niveles de paleocanales aparece un nivel de areniscas grises con numerosos bioclastos algales y Melanopsás que lateralmente pasaba a lutitas grises.

En el camino al Coll de la Portella (lám. I), la Fm. Pobl. de Claramunt, que se encuentra sobre un tramo predominantemente lutítico con intercalaciones poco potentes de calizas asimilable a la Fm. Fontanelles, está constituida por unos 75 m. de niveles de lutitas con intercalaciones lenticulares de areniscas, que en ocasiones poseen restos algales. La Fm. Pobl. de Claramunt intercala asimismo algunos niveles de calizas lacústres.

Extensión lateral, variaciones de potencia, límites.

La Fm. Pobl. de Claramunt queda comprendida, en superficie, dentro del área estudiada. Se extiende desde las inmediaciones de la Pobl. de Claramunt a la zona de la Serra de La Portella, al NE de Santa María de Miralles. Presenta una reducción general de potencia desde el NE al SW de su afloramiento, por cambio lateral de facies a otras formaciones.

Así, de una potencia aproximada de 400 metros al NE de Carme, se pasa a 75 m. en la zona del Coll de La Portella, no estando representada en las inmediaciones del Castell de Miralles. El límite superior lo constituye los niveles basales de la Fm. Colls en la zona entre la Pobl. de Claramunt y Carme, y desde el N de esta población hasta el N. de Santa María de Miralles sobre la Fm. Pobl. de Claramunt yace la Fm. La Portella. Al N. de Carme, la parte superior de la Fm. Pobl. de Claramunt pasa lateralmente a la Fm. La Portella.

En toda el área aflorante, la Fm. que nos ocupa yace sobre la Fm. Carme. El límite inferior a veces es difícil de precisar dado que en numerosos lugares tanto la Fm. Carme como la parte inferior de la Fm. Pobl. de Claramunt están ocupadas por campos de cultivos, en los que en ocasiones únicamente destacan algunos niveles de arenisca. En dirección SW, pasa lateralmente a la Fm. Fontanelles y en parte a la Fm. Carme. Al Este del río Anoia queda interrumpida por el cabalgamiento de la zona de Els Moians-Els Brucs, no apareciendo en la zona de Montserrat.

Características sedimentológicas.

Introducción. La Fm. Poble de Claramunt está constituida fundamentalmente por dos tipos de asociaciones de materiales que aparecen alternando en un perfil dado. Una la constituyen una serie de cuerpos de arenisca y conglomerados fundamentalmente, de contacto inferior erosivo, que frecuentemente, observados en secciones apropiadas, poseen una baja relación anchura/altura y que en otras ocasiones, ya sea debido a observarse en una sección no apropiada, o por propia constitución, aparecen como cuerpos de alta relación anchura/altura. Tanto unos cuerpos como otros corresponden a rellenos de canales fluviales. La otra asociación está constituida predominantemente por materiales lutíticos y arenosos finos, que intercalan bancos poco potentes relativamente de arenisca con alta relación anchura/altura. Asimismo presentan niveles de yeso poco potentes. Estos materiales han sido depositados entre los canales a los que se ha aludido anteriormente, y presentan escasísimos niveles de origen lacustre.

Es curioso señalar la existencia de construcciones algales estromatolíticas (oncolíticas en su mayor parte), cuya presencia queda limitada a los depósitos de canal, no encontrándose construcciones similares entre los materiales depositados entre los canales ni en los depósitos lacustres asociados de esta formación o de formaciones coetáneas próximas.

A nivel general se observa una cierta variación litológica en esta formación a lo largo de su afloramiento entre la Poble de Claramunt y la zona del Coll de La Portella. En la primera localidad los depósitos de canal son predominantemente conglomeráticos y los materiales que se encuentran entre dichos depósitos son en gran parte arenosos. En dirección a la segunda localidad, se observa una cierta disminución tanto en el número de depósitos de canal como en la granulometría general de la formación.

Depósitos de canal.

Litología. Los materiales que constituyen los depósitos de canal son fundamentalmente areniscas y conglomerados. En ocasiones existen delgadas intercalaciones lutíticas lenticulares.

Los conglomerados se presentan ya sea como niveles o hiladas de cantos en la base de los cuerpos arenosos, como lentejones asociados a areniscas en los cuerpos arenoso-conglomeráticos, o bien como litología predominante en ellos, con delgadas intercalaciones arenosas o lutíticas. Varían en tamaño desde gránulos a cobbles pequeños, abundando el tamaño guijarro. Suelen ser subangulosos a subredondeados, no poseyendo por lo general imbricación debido a la poca abundancia de formas discoidales. Para el tamaño guijarro suelen presentar una constitución fundamentalmente carbonatada (Hasta el 98% de cantos de caliza-dolomía), con presencia de cantos de cuarzo y lidita. En raras ocasiones, en niveles localizados, se observa la presencia de cantos "blandos". En los que se refiere a procedencia, es de destacar la presencia de cantos con corales, rudistas y orbitolónidos (cretácicos) en canales de la zona de Collbas.

Las areniscas suelen poseer color blanco o grisáceo y en algunos casos presentan moteado amarillo, ocre o rojizo, sobre todo en la parte superior de los depósitos de canal. Poseen tamaño de grano muy variable según los niveles. La mineralogía de los granos varía de una muestra a otra, en cuanto al porcentaje de sus componentes, pero la composición cualitativa es la misma (fig. 69). La mayoría de los granos pertenecen a uno de los tres tipos siguientes:

- Cuarzo-sílex. Por lo general granos muy angulosos aun cuando se ha observado la presencia de alguno redondeado. El cuarzo se suele presentar en forma de granos monocristalinos.

- Grandes de carbonatos cristalinos. Corresponden muy a menudo a granos monominerales de calcita y dolomita. Suelen aparecer de una forma omnipresente, aunque no muy abundantes, unos granos de sección romboédrica, poco rodados, y en algunos de los cuales se observa un núcleo oscuro.

- Granos de carbonatos micríticos. Son por lo general granos de caliza micrítica; en muchos casos, dependiendo de la muestra, se observan filamentos de algas

En algún caso se han observado granos de caliza con miliólidos y de calizas con moldes de evaporitas. Los granos de micrita con filamentos algales aparecen por lo general poco rodados.

Como granos que aparecen en mucha menor proporción cabe citar los de feldespatos y los de clorita. La matriz lutítica suele ser escasísima apareciendo muchos granos con contactos largos, y a veces interpenetrados.

De los tres componentes principales cabe destacar que dos son carbonatados. La proporción en que se suelen presentar es muy variable, pero por lo general el cuarzo no alcanza el 50%. En algunos casos el porcentaje de granos de micrita con filamentos algales es tan elevado que la roca presenta un aspecto de caliza de color gris en superficie. Estos casos se suelen presentar en canales con construcciones estromatolíticas visibles aun cuando en alguno se aprecia una gran cantidad de bioclastos sin observarse dichas construcciones en la parte aflorante del canal.

En los niveles en los que no se aprecian bioclastos algales la proporción de granos de cuarzo, carbonatos cristalinos y calizas micríticas suelen ser equivalente. Las características más importantes de las areniscas son su alto porcentaje en granos de carbonato y el cemento calcáreo. Los granos de carbonato en muchos casos poseen un carácter "intraclástico", pero en muchos otros proceden de un área fuente muy rica en niveles calcáreos y dolomíticos. La arenisca en cuestión podría considerarse como una arenisca calcarenítica.

Tipos de canales. Características geométricas y estructurales de sus depósitos.

Como se ha mencionado anteriormente, dos tipos de depósitos de rellenos de canales aparecen en los afloramientos de la Fm. Poble de Claramunt. Por una parte unos cuerpos arenosos y conglomeráticos de baja relación anchura/altura (w/h) en sección perpendicular al eje del canal, similares a los descritos por RIBA et al. (1967), PUIGDEFABREGAS (1975) y WILLIAMS (1975) en otras zonas de la Cuenca del Ebro, y que se denominarán en este trabajo paleocanales "tipo Caspe". En esta zona, y debido a que el buzamiento de la serie es como mínimo de unos 24°, no se presentan las características morfológicas de los paleocanales exhumados de Caspe (Fig. 70), ni se pueden seguir, por lo tanto, durante un largo trecho en el cam-

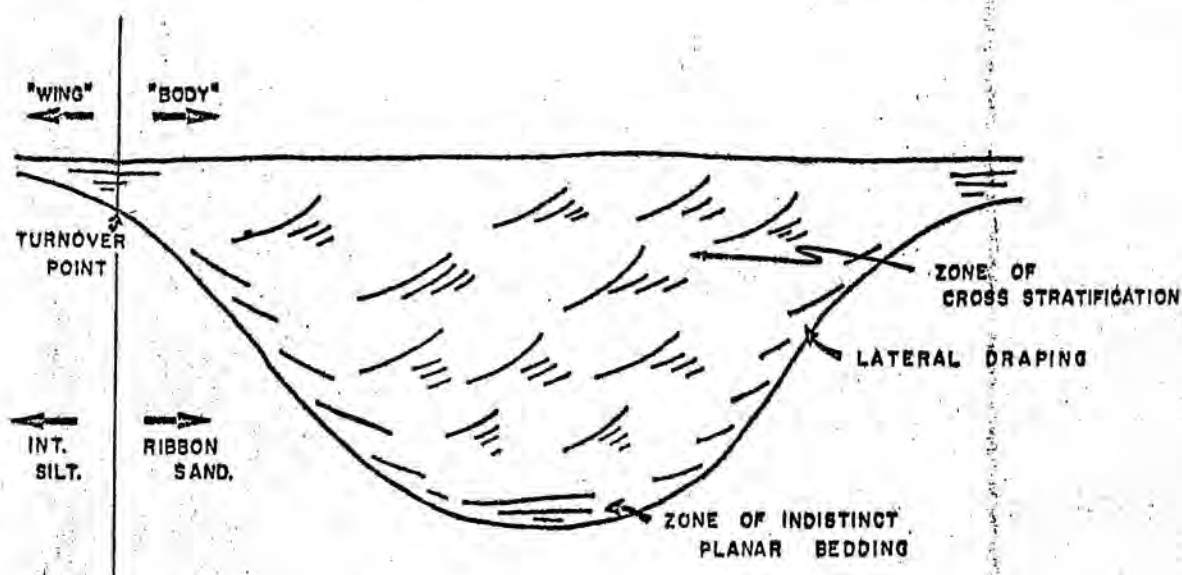


Fig. 3.3. Idealized cross-section through a sandstone ribbon showing the internal structure distribution and terminology. See also section 4.3.1.2.

Fig. 70.- Corte transversal idealizado a través de un depósito de relleno de canal "tipo Caspe" mostrando sus características. (Según WILLIAMS, 1975 a)

po. Otro detalle debe añadirse aquí y es que en muchos casos, teniendo en cuenta las paleocorrientes existentes que en gran parte proceden del ESE y SE y que la franja aflorante de esta formación es ENE-WSW, condicionan que cuando el afloramiento particular es subparalelo a paleocanales en dichas direcciones, aparezcan sus depósitos, en muchas ocasiones, como cuerpos aparentemente de gran relación anchura/altura. Este caso ha sido ilustrado por BERSIER (Fig. 71).

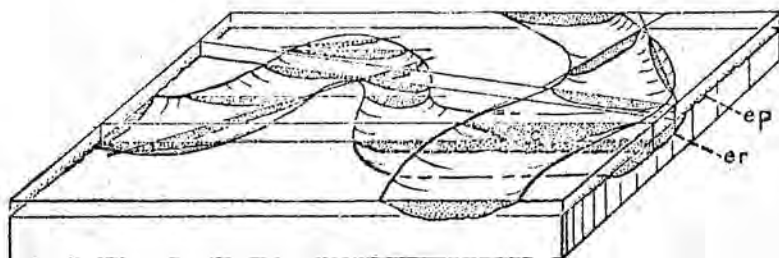


Fig. 6: Diversité des sections apparentes, en affleurements, de chenaux fossilisés par leur remplissage sableux à la base des bancs de grés. Les affleurements sont représentés par des plans verticaux.

c: Le grés du chenal supérieur atteint celui du chenal inférieur selon une cicatrice.

er: trace de l'érosion ravinante du chenal.

ep: trace de l'érosion plane.

Fig. 71.- Diversidad de secciones aparentes en cuerpos arenosos de relleno de paleocanales "tipo Caspe". (Según BERSIER, 1969)

Otros cuerpos arenosos y/o conglomeráticos aparecen como litosomas de gran relación anchura/altura, observándose claramente que no se trata de secciones paralelas a ejes de canales de baja w/h. MOODY-STUART (1966) señala la asociación de ambos tipos de depósitos en el Devónico de Spitsbergen, asimilándolos a depósitos de relleno de canales de alta y baja sinuosidad.

Los depósitos de relleno de canal de baja relación w/h. Desde el trabajo fundamental de BERSIER (1959), en los últimos años han aparecido diversas notas que tratan sobre canales de baja relación w/h en el registro fósil. El más moderno y completo de los aparecidos hasta la fecha es el de WILLIAMS (1975 a). En él se emplean una serie de términos y conceptos que es conveniente utilizar al estudiar depósitos similares a los que nos ocupan. Así, las figuras 70 y 72, procedentes de la tesis doctoral de WILLIAMS (1975 a), nos muestran secciones ideales de paleocanales (sandstone ribbon), y la terminología empleada. Este autor designa con el nombre de sandstone ribbons a los cuerpos lineares arenosos de baja relación anchura/altura en secciones perpendiculares al eje del cuerpo. Aquí se ha traducido este término por el de paleocanal "tipo Caspe". Una fase sería un lentéjón de sedimento diferenciado (por su color, textura, etc.). Un depósito simple (storey) sería una fase asociada a una superficie de erosión (scour).

En este trabajo, a los cuerpos arenosos y conglomeráticos de baja relación anchura/altura (Fig. 73) se les ha denominado paleocanales de "tipo Caspe", dado el uso que en este país se le da al término paleocanal. En cambio, para WILLIAMS (1975 a) un paleocanal es el resto fosilizado de un canal sencillo, donde éste es el surco (paleocauce) en el que tuvo lugar un evento fluvial. Un evento fluvial es un flujo de agua sobre la superficie de la tierra entre dos períodos secos sucesivos. Empieza por un flujo inicial, que alcanza un "máximo": el flujo de inundación y luego decrece hasta las condiciones primitivas. En un canal simple pueden ocurrir varios eventos fluviales sucesivos, pero no darán lugar a uno sino a varios paleocauces. El evento total fluvial puede dar lugar a un flujo por encima del canal, así como a un flujo en el canal, que originarán respectivamente depósitos de overbank (crecida) y depósitos de relleno de canal (WILLIAMS 1975 a). En este trabajo se ha creído conveniente emplear el término "depósitos de desbordamiento" o crecida (overbank deposits) en vez de el de "interjacent siltstone" (WILLIAMS, 1975 a, b), quizá de significado más genético y menos des-

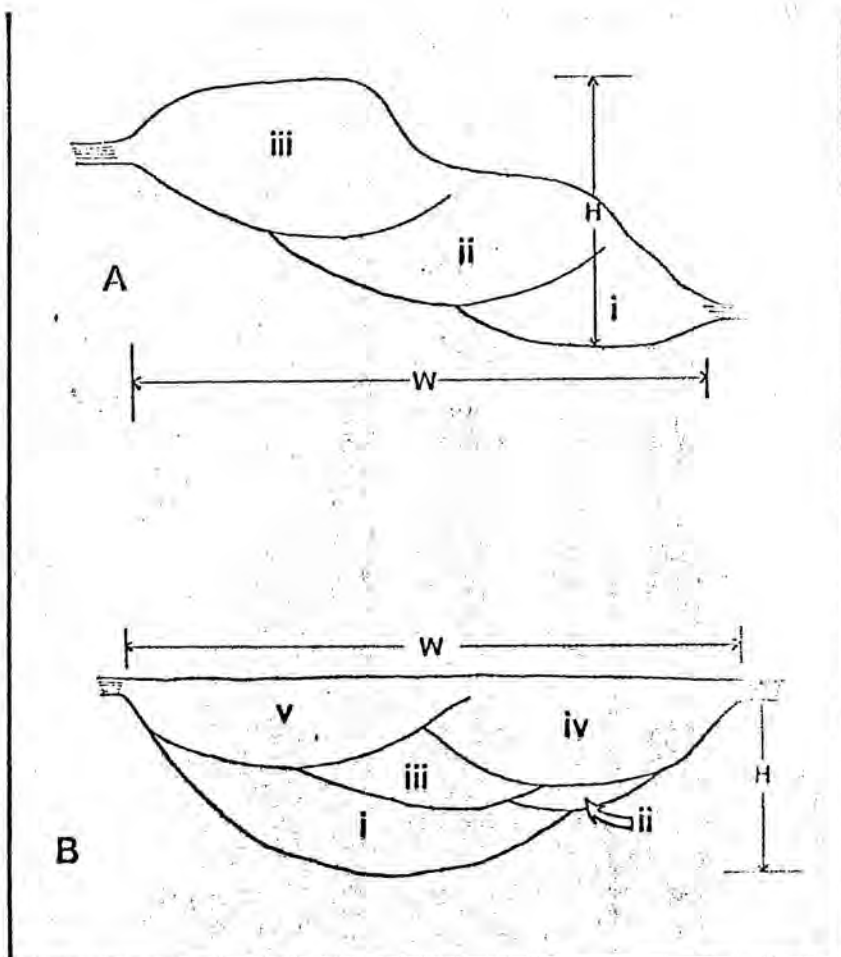


Fig. 4.4. The effect of storeying upon ribbon W/H ratios. A) Consistent lateral displacement of storeys potentially leads to a high F_r value. B) Restricted storey offset leads to a low F_r value. In both cases, roman numerals indicate the storey number, W is width and H is height.

Fig.72.- Diferentes tipos de rellenos de paleocanales "tipo Caspe", en los que se distinguen varios depósitos simples (storeys) que los constituyen (Según WILLIAMS, 1975 a)

criptivo que "limolita interyacente", pero de mejor eufonía.

La geometría de los paleocanales de la Fm. Poble de Claramunt no puede estudiarse de un modo completo. Faltan las condiciones de afloramiento adecuadas para poder efectuar un estudio de los trazados de los paleocanales. Estos, además pueden presentar una sección aflorante que no coincida con la perpendicular al eje del paleocanal. Todo ello ha condicionado que no se haya podido efectuar un estudio más exhaustivo de secciones de paleocanales. El cuadro I muestra algunas medidas efectuadas en diversos paleocanales del área de Carme- Poble de Claramunt. Debe tenerse en cuenta que los datos de dicho cuadro no son representativos de toda la formación, únicamente se presentan aquí a modo de ejemplo.

Como puede observarse, los paleocanales son muy pequeños. Esto no coincide con la realidad; se debe a la mayor posibilidad de efectuar medidas en los paleocanales de tamaño menor, y a la facilidad mayor de observar la sección visible con respecto al eje del paleocanal.

Localidad	w	h	w/h	fases	Paleocorriente procedencia
I-40	15,5	3	5,1		S, S 10 W
I-41	3	1,5	2	1	S SE
I-31	1,27	0,25	5,08	1	S aprox.
I-42	4,16	0,64	6,5	1	S 75 E
I-33	1,5	0,3	5	1	?
I-33	1,2	0,4	3	1	S 85 E
I-43	2,5	1,1	2,27	1	S 60 E (Fig.73)
I-43	5 mín.	1,7	2,94 mín.	3	S 40 E
I-44	5	1	5	1	? ?

Cuadro n° I+: Características de algunos paleocanales "tipo Caspe" de la Fm. Pobla de Claramunt. (w= anchura; h= altura; referidas a secciones perpendiculares al eje del paleo canal).

En el campo, aun cuando estos son abundantes, no por ello dejan de estar ausentes numerosos canales que en algun caso alcanzan más de 7 m. de altura y varias decenas de anchura. No obstante, los datos de relación w/h sí se mantienen aproximadamente dentro de los límites de los datos de la tabla (entre 2 y 7), aunque relaciones mayores no es difícil suponer que sean alcanzadas. En numerosas ocasiones se observa que los paleocanales "tipo Caspe", poseen cicatrices internas, a veces relacionadas con cambios litológicos muy bruscos o bien asociadas a delgados niveles lutíticos y arenosos finos (shale breaks, KOLDEWIJN y WEBER, 1969 en WILLIAMS, 1975 a). Así la figura 74 muestra un paleo canal con varios depósitos simples (storeys) y por lo tanto debe denominarse de depósito múltiple (multistorey). La figura 86-A muestra dos tipos de relleno por depósitos múltiples, el de la izquierda con superficies erosivas que se cortan y el de la derecha con depósitos sencillos cóncavos hacia la base, concéntricos, indicativos de erosiones poco marcadas entre las diferentes fases..

Las estructuras sedimentarias que se encuentran en los rellenos de paleocanales "tipo Caspe" no son muy abundantes. La más frecuente en las areniscas es la estratificación cruzada de tipo trough, aunque muchos paleocanales arenosos no muestran estructuras de ningún tipo salvo bioturbación.

Con mucha menor frecuencia se ha observado ripples en las areniscas más finas. También se ha detectado la presencia de estratificación cruzada muy deformada, a veces overturned casi siempre asociada a niveles muy bioclásticos (algales).

En esta zona se ha observado que los canales más pequeños (cuadro I) son de depósito aparentemente sencillo, mientras que los mayores son de depósito múltiple.

La relación de estos cuerpos con los materiales en los que se encuentran es por lo general doble: Por una parte la superficie inferior es erosiva con respecto a los materiales depositados anteriormente, por otra, se observa que la parte más alta de los paleocanales tipo Caspe (por encima del punto de inflexión, o turnover point de la fig. 70) pasa lateralmente, a menudo en cortos tramos a materiales lutíticos y arenosos de overbank (Fig. 74 y fig. 83). En muchos casos la superficie erosiva inferior posee una gran pendiente en lo que debieron ser los bancos del canal. Esto hace pensar en una gran cohesión del material encajante de estos paleocanales en el momento de la incisión y desarrollo del paleocauce.

No se han localizado estructuras asimilables a transverse runnels (WILLIAMS 1975a,b)

En el interior de estos cuerpos muy a menudo se observa, independientemente de su origen como depósitos sencillos o depósitos múltiples, que hay un decrecimiento del tamaño de grano del relleno del paleocanal hacia el techo del mismo, y en el depósito superior, desde el centro hacia los márgenes. Este hecho (finning upwards-outwards) ha sido observado por otros autores que han estudiado formaciones fluviales similares (BERSIER, 1969; MOODY-STUART, 1966; PUIGDEFABREGAS, 1975; WILLIAMS, 1975 a).

Depósitos de relleno de canal con alta relación anchura/altura. Son niveles arenosos y conglomeráticos que poseen una relación anchura altura mucho mayor que la que presentan los cuerpos descritos anteriormente. Su potencia es variable, pudiendo sobrepasar los 10 metros, y siguiéndose lateralmente, en ocasiones, a lo largo de cientos de metros. Un nivel dado, suele ser muy heterogéneo desde el punto de vista litológico y presenta numerosas cicatrices erosivas internas, canaliformes (Fig. 74 bis) la mayoría de las veces y que coinciden con cambios litológicos bruscos. En ocasiones dentro de estos cuerpos se observan una serie de cicatrices cóncavas con respecto a la base del cuerpo, concéntricas entre sí, que deben interpretarse como rellenos de canales en episodios múltiples. Entre los cuerpos arenosos limitados por dos de estas cicatrices se suelen encontrar materiales arenosos muy finos y/o lutíticos (shale breaks). A veces presentan en su interior una serie de cicatrices que por su disposición recuerdan la epsilon cross stratification de ALLEN (1963). En los casos en que los materiales que se encuentran entre estas cicatrices son conglomerados, debe invocarse un origen por migración de barras. Si los materiales son arenosos y dado que no se han observado estructuras internas podría corresponder a migración de canales con acreción lateral.

Estratigráficamente aparecen asociados a tramos con paleocanales "tipo Caspe" de gran tamaño, y con algunos depósitos simples conglomeráticos.

Depósitos de crecida (overbank)

Los materiales que se encuentran entre los depósitos de rellenos de canal, han sido agrupados bajo el nombre de depósitos de crecida (overbank). Están constituidos por lutitas más o menos arenosas y por niveles de arenisca. Estas generalmente corresponden a prolongaciones laterales de "alas de expansión" (wings, ailes d'étalement), aunque en otras ocasiones el origen de ciertos niveles de arenisca muy continuos lateralmente debe buscarse en mecanismos de sheet flood en ciertas áreas más que en depósitos de flujos de inundación por desbordamiento.

Las lutitas, por lo general, aparecen en tramos potentes, extensos lateralmente, que intercalan niveles arenosos de escaso espesor y que en ocasiones (Fig. 74) se encuentran como rellenos de canales abandonados. En la mayoría de los casos se trata de limolitas granulométricamente hablando, y suelen por lo general poseer un contenido en carbonato muy elevado (más de 40%). Este contenido en carbonato estaría en relación directa con el de los materiales transportados por tracción en los canales y depositados en ellos, siendo la litología de los granos muy similar. Poseen colores muy variados pero predomina el rojo. En muchas ocasiones se observa moteado más o menos intenso, ocre, rosado, gris, a veces verticalizado, etc. indicativos de procesos edáficos en los materiales que lo poseen. En numerosos niveles se aprecia bioturbación abundante y en algún caso moldes de raíces. No suelen presentar otras estructuras sedimentarias. Aunque la mayor parte de las lutitas se han depositado por decantación tras fases de desbordamiento e inundación, en algún caso, las características de ciertos niveles y sobre todo la fauna y flora que poseen permite deducir una deposición en cubetas lacustres poco desarrolladas y en algún caso "lagoons" ("cuñas" lutíticas verdosas o grises en la parte superior del corte del Camino de Collbas con foraminíferos; CCB 6,8).

Los minerales de arcilla que constituyen la fracción inferior a 2 μ de las lutitas son, fundamentalmente, minerales del grupo de la Illita, que aparecen en todas las muestras estudiadas. Minerales del grupo de las Smectitas (Montmorillonitas) aparecen en gran abundancia en muchas muestras, así como trazas de Caolinita.

Las areniscas que se encuentran como depósitos de crecida son, desde el punto de vista litológico, totalmente comparables a las que se encuentran como depósitos

de relleno de canal, aunque generalmente están muy mal seleccionadas. Contienen en muchos casos numerosos bioclastos algales. Generalmente estas areniscas se encuentran en niveles que no suelen exceder los 50 cm. de potencia, localizándose en bancos aislados y espaciados en el seno de tramos lutíticos o bien en tramos de cierta potencia (vasios metros), en los que alternan niveles arenosos con las características ya señaladas y niveles lutíticos. En muchas ocasiones el contacto inferior es neto, observándose a veces que es claramente erosivo, mientras el contacto superior es ligeramente gradacional aunque relativamente brusco. Rara vez se observan estructuras sedimentarias, poseyendo en muchos casos aspecto masivo. La bioturbación es abundante, y en muchos casos es la causante de la no preservación de otras estructuras sedimentarias. Estas, cuando están presentes, corresponden a estratificación cruzada en surco (trough) y laminaciones ripple y paralela. En dos ocasiones se ha observado niveles de cierta extensión lateral con facies heterolítica, con estratificación flaser y lenticular, de areniscas de grano fino y lutitas rajas. Posiblemente corresponderían a depósitos originados por flujos de inundación de intensidad variable, con alternancia de fases de corriente (tracción, ripples) y de estancamiento (decantación, lutitas).

El yeso aparece en el seno de esta formación en dos localizaciones distintas. Como nódulos aislados en el seno de materiales diferentes, y como bancos de yeso intercalados en tramos fundamentalmente lutíticos. En el primer caso se encuentran nódulos de yeso alabastrino en niveles de lutitas y en niveles de areniscas. Son de pequeño tamaño, por lo general del orden del milímetro hasta un centímetro, apareciendo más o menos dispersos en el nivel. Frecuentemente asociados a ellos se observan numerosas vetas estrechas con relleno de yeso fibroso que cruza el banco del material encajante. El yeso aparece asimismo constituyendo bancos de hasta 30 cm. de potencia intercalados en un tramo fundamentalmente lutítico rojo en la parte alta del perfil de Carma (Can Munné). Se trata de yeso alabastrino nodular. En las cercanías de Cal Marros, se ha detectado asimismo un tramo yesífero en idéntica posición estratigráfica. Se hace constar que los niveles de yeso aparecen en los tramos de la base y techo de la formación.

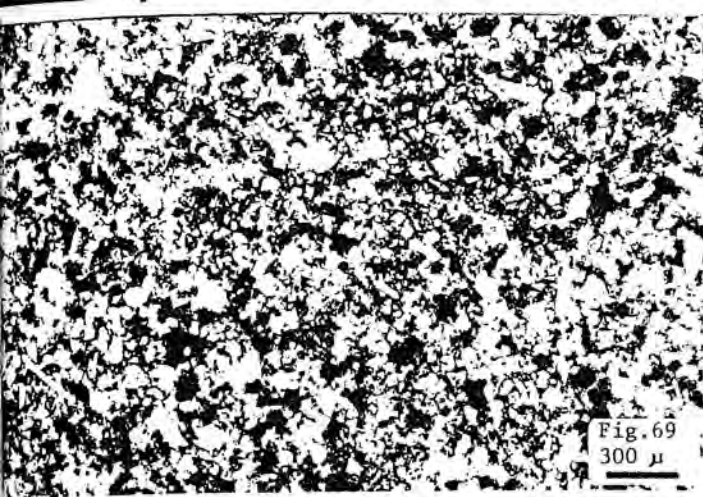
Asociados a estos depósitos de desbordamiento ("ov erbank deposits") se puede observar una serie de fenómenos, algunos de los cuales no están presentes en depósitos de relleno de canal. El moteado que presentan numerosos niveles de lutitas y areniscas, debe atribuirse a fenómenos de marmorización (separación plástica del hierro y redistribución del mismo) ligados casi con seguridad a procesos edáficos desarrollados sobre dichos materiales. Estos procesos, probablemente tendrían lugar en suelos de tipo hidromorfo, es decir, sometidos a un nivel freático oscilante que produciría condiciones oxidantes y reductoras alternantes.

Otros paleosuelos en cambio, aparecen caracterizados fundamentalmente por presentar nódulos carbonatados, presentando características similares a los caliches. Este caso es muy poco frecuente en esta formación (nivel CCB-7, fig. 75).

Unas estructuras que aparecen frecuentemente en los depósitos de desbordamiento de esta formación son los diques clásticos. Son cuerpos arenosos con forma de dique, de pocos centímetros de anchura, variable, e irregular. Generalmente aparecen perpendiculares a la estratificación y en conexión con niveles de arenisca de desbordamiento o de rellenos de canal, atravesando niveles lutíticos y arenosos (Fig. 76). Estos rellenos se producirían en un estadio de "liquefacción" del sedimento inyectante sometido a cierta presión, que le obligó a escapar a través de grietas en materiales impermeables, actuando estas como válvulas de escape. Estas estructuras han sido interpretadas por numerosos autores como originadas por terremotos. Aun cuando no son muy abundantes, se ha podido observar las direcciones de varios de estos diques, entre las que predominan las de orientación NW-SE, apareciendo una segunda dirección predominante NE-SW.

FORMACION POBLA DE CLARAMUNT

- Fig.- 69.- Lámina delgada correspondiente a una arenisca de esta formación. Los granos oscuros corresponden a carbonatos micríticos mientras que los claros corresponden a cuarzo y a carbonatos cristalinos. Muestra CA 20.
- Fig. 7373.- Depósito de relleno de canal de baja relación anchura/altura. Perfil de Carme (Can Munné).
- Fig.- 74 bis.- Aspecto de los niveles arenoso-conglomeráticos de alta relación anchura/altura. Zona al Norte de Carme.
- Fig.- 75.- Sección pulida correspondiente a un nódulo carbonatado de las facies de "desbordamiento" (overbank). Camí de Collbas CCB 7.
- Fig.- 76.- Dique clástico de arenisca, Camí de Collbas.
- Fig.- 77.- Crecimiento oncolítico con núcleo arenoso de los que se encuentran en los depósitos de relleno de canal de la Fm. Poblá de Claramunt. Muestra Carme 37.
- Fig.- 78.- Crecimiento oncolítico con núcleo ~~arenoso~~ ^{arenoso} rodeado por un fragmento de construcción estromatolítica preexistente. Camí de Collbas. Muestra Carme 33.



Los depósitos algales

En el seno de los canales de la Fm. Poble de Claramunt es frecuente encontrar construcciones carbonatadas algales, que en general obedecen a uno de los dos tipos morfológicos principales siguientes: crecimientos estromatolíticos oncolíticos y crecimientos estromatolíticos irregulares. En otras ocasiones se han observado tapices algales sobre cicatrices en paleocanales; pero este caso es poco frecuente. Tanto en un caso como en otro se observa una idéntica textura algal consistente en una alternancia de capas claras y oscuras de la que se hablará posteriormente. La destrucción de los crecimientos algales en ciertos eventos fluviales, ha aportado al sedimento transportado en el canal fluvial, gran cantidad de bioclastos de origen algal de tamaño diverso que, en ciertos casos en que son muy abundantes en niveles dados, les imprimen un aspecto externo de "caliza" arenosa gris. Aunque los bioclastos, algunos de ellos de gran tamaño, pueden encontrarse en niveles arenosos de desbordamiento, las construcciones algales aparecen únicamente en depósitos de canal.

Aunque en un trabajo en curso de realización en colaboración entre I. ZAMARREÑO, M. MARZO y el autor, se estudian más a fondo estas construcciones algales, se ha creído oportuno dar a conocer aquí los aspectos más importantes de éstas, que se describen a continuación:

Crecimientos oncolíticos : aparecen en sección como los atípicos oncolitos algales. Pueden distinguirse tres tipos extremos, entre los que se encuentra una gradación de casos:

- 1) Pequeños oncolitos de tamaño diverso, que en general no excede de 15 cm. de dimensión máxima. Es característica la gran diversidad de formas que presentan, existiendo una gama entre dos tipos extremos: ovoides y aplanados. El núcleo suele ser arenoso (Fig. 77) o está constituido por fragmentos estromatolíticos preexistentes (Fig. 78) pero tanto en un caso como en otro están recubiertos por diversas envueltas algales concéntricas observándose en sección una disposición bastante simétrica de las mismas. El espesor de las envueltas respecto al núcleo es muy variable. Las diversas morfologías de estos oncolitos están condicionadas por la naturaleza del núcleo, ya que en el caso de que este sea un fragmento de estromatolito su forma determina en última instancia la final del oncolito. Dado que estos núcleos suelen ser planos, se explica la abundancia de oncolitos a forma plana. En superficie pueden ser lisos o mostrar numerosas protuberancias y ello obedece al tipo de textura algal que ha dado origen a las últimas envueltas oncolíticas como se indica más adelante. En sección, se observan las envueltas algales concéntricas están formadas por la alternancia de finísimas láminas claras y oscuras, de trazado bastante irregular como es característico de las mallas de algas cianofíceas. El espesor de las láminas varía, pero en general suele oscilar entre unas decenas de micras y un milímetro. En ocasiones el crecimiento de las mallas de algas es predominante en una dirección y da lugar a columnas que se pueden presentar intercaladas entre las laminaciones planas o bien constituir las envueltas finales de crecimiento (Fig. 79). Es en este caso cuando la superficie externa presenta protuberancias, y cada una de ellas corresponde a una columna. Cuando las envueltas finales son planas, la superficie es lisa. Al microscopio presentan unas texturas características que serán descritas posteriormente.
- 2) Oncolitos de forma cilíndrica, de sección generalmente ovoide o cupuliforme y de dimensiones variables, alcanzando en algún caso una longitud de más de 1,6 metros, con anchuras de más de 40 cm., y alturas superiores a 30 cm. El núcleo suele ser arenoso o lutítico de gran tamaño. En sección presentan al igual que los oncolitos de tipo 1 una serie de laminaciones concéntricas alrededor de un núcleo y con una morfología plana o columnar con una disposición simétrica o disimétrica según los casos. En superficie pueden ser también lisos o con protuberancias. Al microscopio

muestran las mismas texturas descritas para los oncolitos de pequeño tamaño.

- 3) Masas de crecimiento oncolítico de gran tamaño, que a veces es superior a un metro, aplanadas; tienen el aspecto de coliflores. Una característica típica de esta morfología es el carácter disimétrico de las envueltas que crecen rodeando a un núcleo que frecuentemente presentan una sección lundada con la concavidad hacia la parte superior.

Los tres tipos de morfología extrema de estos crecimientos oncolíticos, bastante diferentes entre sí, muestran sin embargo, unas laminaciones idénticas. Así las laminaciones observadas al microscopio presentan diversas texturas, las más importantes de las cuales son:

a) Bandas muy oscuras compuestas de micrita, provistas o no de laminación (Fig. 80).

b) Bandas claras compuestas de microsparita, con granos de tamaño limo, de cuarzo y micrita. En ocasiones en estas láminas abundan los fantasmas de filamentos de algas, casi siempre en posición vertical con respecto a la laminación o bien en forma de abanico (Fig. 81).

Estos dos tipos de bandas se suelen presentar alternando, y las bandas claras siempre tienen mayor espesor que las oscuras. Por su texturas son muy semejantes a los crecimientos de mallas de algas de *Oscillatoria* en medio fluvial descritas por IRION y MULLER (1968).

Estas variedades de crecimientos oncolíticos se encuentran en paleocanales "tipo Caspe" y en depósitos arenoso-conglomeráticos de alta relación anchura/altura. Generalmente los canales tipo Caspe en que se encuentran en mayor abundancia, son los más laxos. La Fig. 82 muestra la localización de diversos crecimientos estromatolíticos en el seno de un canal fluvial en las proximidades del camino de Carme a Coïlbas (Loc I-33). Los crecimientos de tipo 3 y 2 se localizan en las partes menos profundas del canal, cerca de los márgenes (bancos). Los crecimientos oncolíticos de tipo 2 mayores se encuentran orientados con su eje mayor paralelo a la paleocorriente deducida. Los de menor tamaño se encuentran en cambio orientados perpendicularmente. Los crecimientos de tipo 1 presentan una distribución más extensa, encontrándose en todas las partes del canal.

Crecimientos irregulares : Únicamente se han localizado en un canal de baja relación anchura/altura (Fig. 83, Loc. I-34). El afloramineto, que es oblicuo respecto al eje del canal, permite observar unas masas de forma irregular, ameboide, de gran tamaño, que aparecen en el seno de calcarenitas bioclásticas. Estas masas poseen unas dimensiones superiores a 90 cm. de altura en algún caso, y más de un metro de anchura en otro. En sección pulida se observa unas finas laminaciones claras y oscuras que destacan respecto al sedimento de relleno del canal por su distinta tonalidad y textura. La masa con laminaciones posee una tonalidad dominante marrón, mientras que el sedimento de relleno del canal es de tonalidad grisácea estando desprovisto de dicha laminación. A diferencia de las formaciones oncolíticas descritas anteriormente las laminaciones no son tan regulares ni crecen alrededor de un núcleo originando formas oncolíticas. Se trata de crecimientos estromatolíticos discontinuos de morfología pseudocolumnar, interconectados o no, y con una cierta abundancia de material detrítico entre ellas (Fig. 84) de la misma composición que el sedimento del canal (clastos de rocas y minerales carbonatados, cuarzo y fragmentos de laminaciones estromatolíticas).

Al microscopio se observa que las laminaciones presentan la típica textura de las mallas de algas cianofíceas, si bien no se observa la presencia de filamentos bien conservados (Fig. 85). Este es un hecho sin embargo bastante común incluso en las formaciones estromatolíticas de ríos actuales (MINCKLEY, 1962).

La laminación es debida a la alternancia de bandas con distinta textura:

a) Bandas muy oscuras; frecuentemente con micro-laminación interna paralela a los límites de las bandas

b) Bandas oscuras de mayor espesor que las anteriores con abundantes peloides y poros fenestrales de pequeño tamaño rellenos de calcita y que nunca presentan laminación secundaria.

Estos dos tipos de bandas suelen alternar y constituyen las laminaciones debidas al crecimiento de mallas de algas. Suelen ser frecuentes en ellas los fenó-

menos erosivos y así se puede observar cómo rara vez constituyen laminaciones de gran extensión lateral sino, más bien, episodios localizados de crecimiento que le da una apariencia pseudocolumnar aplanada. Esta es una característica que las diferencia, en cuanto a su morfología, de las laminaciones oncolíticas discutidas anteriormente. Otra diferencia estriba en la textura de las bandas ya que en el caso de las formaciones estromatolíticas irregulares muestran una gran semejanza con las mallas de *Schizothrix* descritas por IRION y MULLER (1968). Ello induce a pensar que son dos tipos diferentes de comunidades de algas los responsables de su crecimiento. En el caso de los estromatolitos irregulares dominan las mallas de *Schizothrix*, mientras que en el de las formaciones con predominio de morfologías oncolíticas se trata más bien de otro tipo de comunidades, si bien no puede precisarse con exactitud si se trata de *Lyngbya*, *Phormidium* o *Rivularia*, dada la mala preservación de los filamentos; es por ello que se las ha englobado bajo la denominación de *Oscillatoria*. Esto hace pensar que las condiciones ambientales en ambos tipos de crecimientos fueron ligeramente distintas. Probablemente en el canal con crecimientos irregulares, éstos estarían sometidos a frecuentes avenidas con aporte de material detrítico y con procesos erosivos intensos como lo atestigua el tipo de crecimiento, las frecuentes intercalaciones de material clástico entre las laminaciones algales y las frecuentes decapitaciones a que han sido sometidas.

Los crecimientos irregulares aparecen en el caso descrito en la zona más profunda del canal, y rodeados por calcarenita bioclástica, mientras que el sedimento de los márgenes del canal posee un escaso contenido en bioclastos. La fig. 83 muestra asimismo que el canal es de depósito múltiple, quedando individualizados los diferentes depósitos por medio de cicatrices visibles hacia los márgenes, pero obliteradas en la zona axial del canal (extremo derecho de la figura).

Origen y significado de las construcciones algales estromatolíticas. Depósitos similares a los descritos aquí han sido localizados por el autor en canales de la Fm. La Salut (apartado 2.3.4), y en determinados niveles de las facies conglomeráticas de Montserrat. En el registro fósil han sido descritas en formaciones de origen fluvial, y en el seno de canales por FREYTET y PLAZIAT (1972, 1975), FREYTET y TRUC (1975), WILLIAMS (1975 a,b) y ORDÓÑEZ y GARCIA DEL CURA (1975). En ríos actuales, han sido citados por RODDY (1915), MINCKLEY (1962) y GLAZEK (1965) entre otros. De la consulta de estos trabajos, y teniendo en cuenta las observaciones efectuadas en afloramientos de esta formación se deduce que estas construcciones se desarrollan en corrientes de agua saturadas en bicarbonato de calcio o con gran contenido en él, y que en el caso de la mayoría de los ejemplos fósiles, el material transportado por tracción en el canal posee un alto porcentaje de sus elementos constituidos por fragmentos de rocas carbonatadas, caso que también es el que se refleja aquí.

Hasta ciertos tamaños, que podrían ser muy grandes, la movilidad de las construcciones oncolíticas, y por tanto la capacidad de originar formas con laminaciones concéntricas y núcleo arenoso o lutítico, puede explicarse gracias a la poca densidad y porosidad elevada que poseen las construcciones algales fluviales (ADOLPHE y ROFES, 1973). No obstante, algunas de las construcciones presentes (fig. 82) poseen un tamaño que hace difícil imaginar una rotación más o menos continua, pero la evidencia, es de que ésta ha ocurrido.

En cuanto al origen de la laminación clara y oscura parece que obedece a una alternancia de períodos favorables y desfavorables al crecimiento de las algas (RODDY, 1915; GLAZEK, 1965; FREYTET y PLAZIAT, 1965, 1972). Además de la temperatura, y quizá más importante que ella, parece ser que un factor decisivo es el hecho de alternar estaciones secas y estaciones húmedas (GLAZEK, 1965). En las estaciones secas las aguas poseerían probablemente una temperatura mayor y una concentración más elevada de bicarbonato que en la estación húmeda.

El sistema fluvial de la Formación Poble de Claramunt.

En este apartado se abordarán las características sedimentológicas y funcionales de los paleocanales "tipo Caspe", así como sus relaciones con otros depósitos arenosos y conglomeráticos, ya sean de canal o de desbordamiento, y con los materiales lutíticos, con el fin de intentar desarrollar un modelo que asuma estas características y permita dar una explicación sobre el mecanismo de construcción de esta formación.

En varias localidades (Camí de Collbas, Perfil de Can Munné) la disposición de los cuerpos arenosos y conglomeráticos de esta formación sugiere la presencia de megasecuencias. En éstas, los términos inferiores están constituidas por niveles de arenisca poco potentes de gran relación anchura/altura que evolucionan a paleocanales "tipo Caspe" laxos y poco profundos y que en la vertical son sustituidos por grandes paleocanales con relación anchura/altura menor que la de los paleocanales inferiores. Por último, sobre éstos aparecen los cuerpos arenosos conglomeráticos de gran relación anchura/altura y gran potencia (fig. 86 B). Aunque los datos de paleocorrientes que se poseen no permiten asegurarlo firmemente, parece observarse que, en líneas generales, existe cierta variación; a lo largo de la megasecuencia. Así, los paleocanales poco potentes de los tramos medios de la secuencia, poseen en su mayor parte procedencias del SE y ESE, mientras que los paleocanales mayores y ciertos acanalamientos de los niveles potentes con gran relación anchura/altura muestran por lo general procedencias del S y SW.

Los paleocanales "tipo Caspe" de esta formación aportan una serie de datos importantes para comprender el mecanismo de funcionamiento del sistema fluvial que la originó y que merece ser tratado con cierto detalle. Las características geométricas han sido descritas en párrafos anteriores, y se han señalado las semejanzas con paleocanales de otras formaciones. Una característica importante es el hecho de no presentar indicios de migración lateral, aunque la sinuosidad pudiera ser muy elevada (véase WILLIAMS, 1975 a).

Una dificultad que presentan los afloramientos estudiados es la imposibilidad de efectuar un estudio profundo de las paleocorrientes. En este trabajo se presentan únicamente datos de direcciones de ejes de canales (fig. 86 C). Se intentó completarlos con medidas de estratificación cruzada y estudiar el valor relativo de uno y otro estudio en vistas a aplicar un método u otro en función de los afloramientos. La fig. 86 D muestra dos ejemplos de medidas de estratificación cruzada efectuadas en paleocanales de los que además se conocía su dirección. Como puede observarse, aparecen unas rosas de paleocorrientes con máximos aproximadamente perpendiculares a la dirección del canal y a menudo bidireccionales. Esto puede interpretarse como que en muchos casos, y dadas las condiciones de afloramiento, con paleocanales inclinados las medidas se suelen efectuar sobre láminas que deben corresponder muy a menudo con las que se forman por "lateral drapping" (fig. 70) más que con sets de estratificación cruzada de tipo trough. La fig. 86 C muestra las paleocorrientes obtenidas al medir ejes apreciables de paleocanales; puede observarse que se presentan dos máximos, uno principal de dirección SW y otro de SE a ESE.

Los mecanismos de funcionamiento invocados son semejantes a los descritos por WILLIAMS (1975). Los paleocanales muestran estar formados por depósitos múltiples (fig. 86 A). Cada depósito sencillo que los constituye corresponde a un relleno parcial originado en una etapa funcional, que ha erosionado parcialmente rellenos anteriores. Entre dos etapas funcionales puede tener lugar la formación de los Shale breaks, los cuales pueden ser erosionados total o parcialmente al iniciarse el siguiente evento fluvial, que quedará registrado por una superficie de erosión afectando a los depósitos de canal anteriores y en

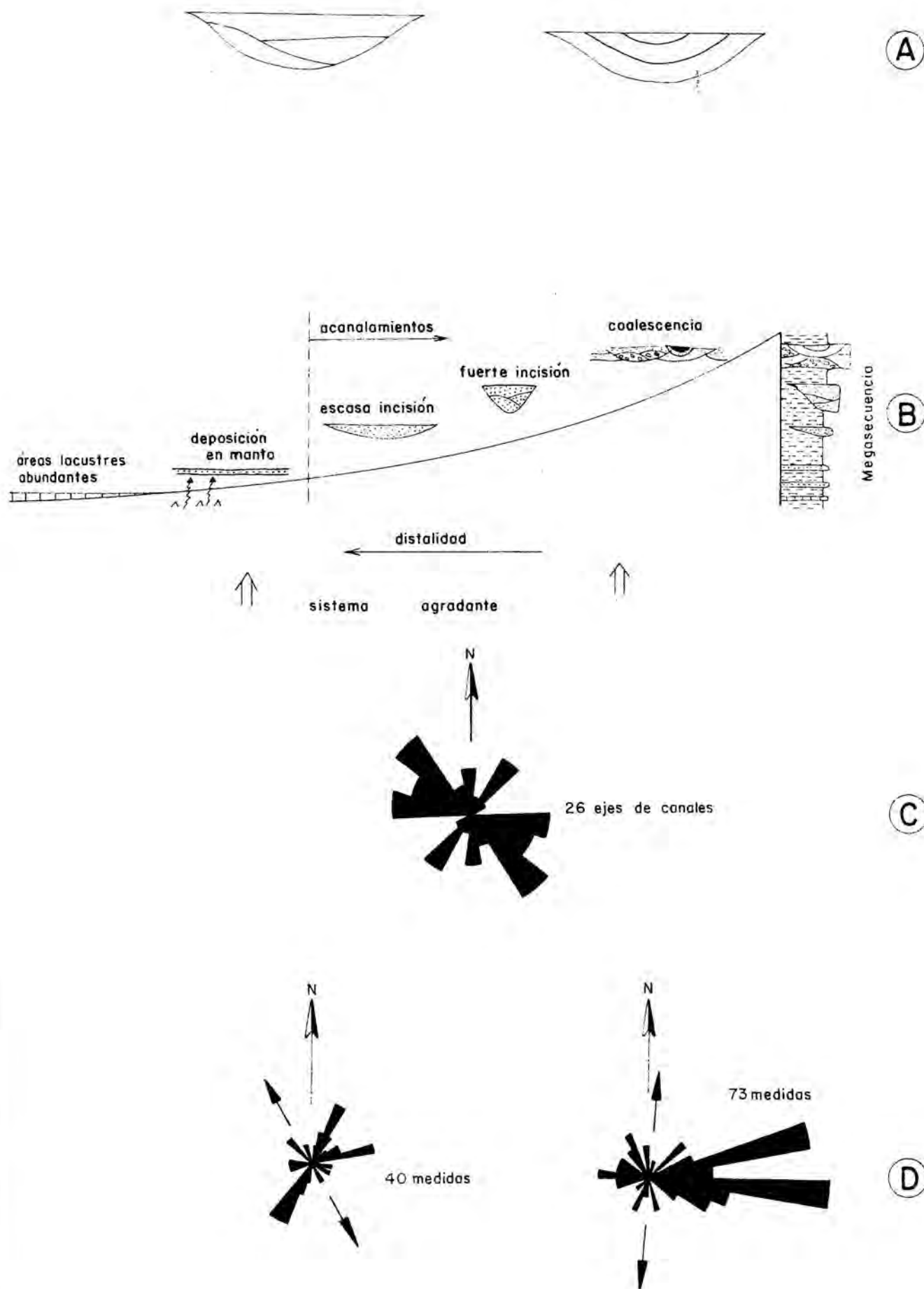


Fig. 86

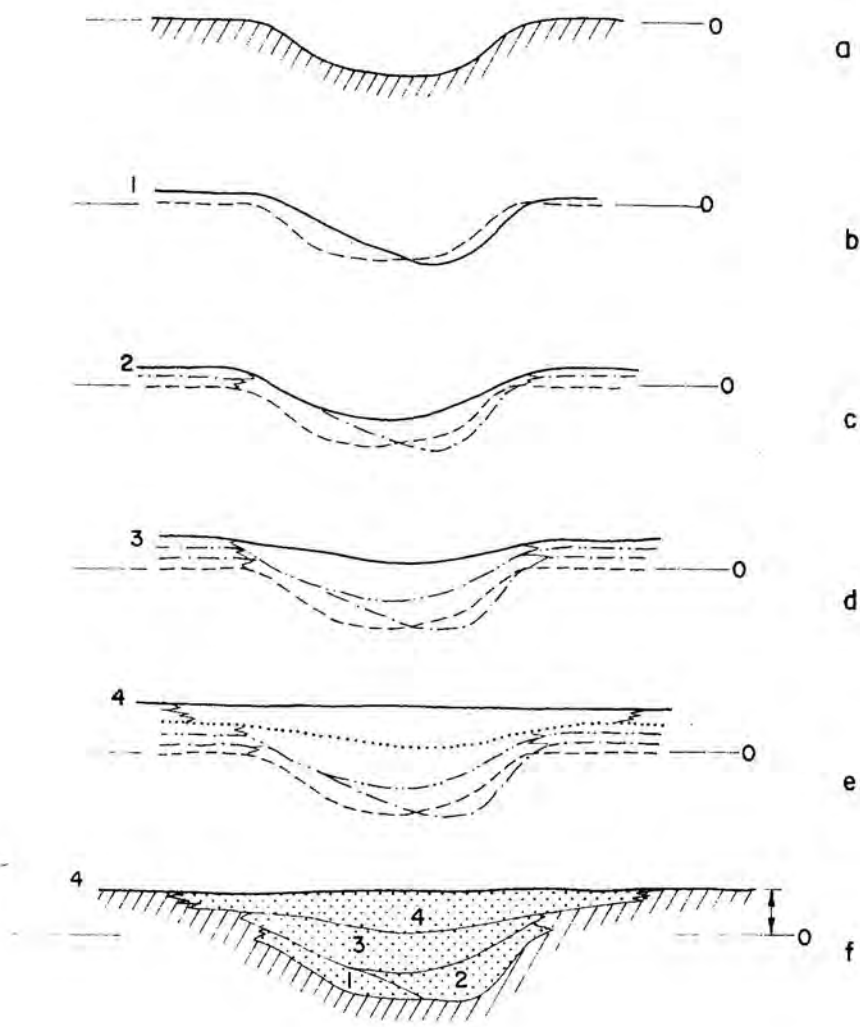


Fig 87 Relación Canales-“Overbank”

ocasiones al material de los bancos cubierto por los materiales depositados en dicho evento fluvial. La falta de migración lateral y la profunda incisión de ciertos paleocanales, se opina aquí que obedece a causas similares a las expuestas por WILLIAMS (1975 a), es decir, falta de flujo más o menos constante, bancos de material coherente, etc. El mecanismo de funcionamiento y construcción de los depósitos de desbordamiento queda ilustrado en la fig. 87. En ella se puede apreciar la importante tasa de acreción vertical que tiene lugar al final de la vida de uno de estos paleocanales con la construcción de un gran espesor de depósitos de "overbank". Asimismo en la figura 86 A se muestran dos tipos de rellenos de paleocanales que han sido observados.

Las construcciones algales estromatolíticas que se encuentran en muchos de estos canales aportan datos adicionales sobre el régimen de los mismos. La escasa cantidad de sedimento atrapado en sus láminas a tenor de la granulometría de los depósitos de canal, señala que durante largos períodos dichos canales no poseerían condiciones funcionales en lo que a transporte de sedimento de refiere (por tracción), permaneciendo inactivos durante largos períodos de tiempo, aunque la propia ecología de las algas nos señala que debió haber cierta circulación de agua con muy poca fuerza de corriente o que se crearon zonas encharcadas en ciertos tramos del canal.

En cuanto a las características geométricas del trazado de estos paleocanales, evidentemente pocos datos se pueden aportar dadas las características del afloramiento de esta formación. Por comparación al modelo descrito por WILLIAMS, estos canales podrían poseer un trazado bastante sinuoso "menadriforme", pero sin migración lateral, ni construcción de point bars.

Las posibles secuencias mencionadas anteriormente podrían obedecer a evoluciones distales-proximales (fig. 86 B), en la que los términos inferiores, con abundantes niveles de "sheet sandstone" representarían zonas de menor pendiente a la que llegarían los aportes de los paleocanales y donde se desparramarían por mecanismos similares a la arroyada en manto (sheet flood). Los términos superiores podrían corresponder a depósitos de zonas proximales donde podrían tener lugar fenómenos de coalescencia de canales (fig. 88), con tasas de deposición más bajas que las zonas con paleocanales "tipo Caspe" aislados y que en estas condiciones y dada una naturaleza más arenosa de los bancos en que ciertos paleocanales efectuaran su incisión, darían lugar a la posible migración lateral de los mismos, y geometría de canal menos abrupta. Una variación similar, pero en sentido proximal-distal en un horizonte dado se cita en WILLIAMS (1975 a). Otra explicación posible sobre las características de los depósitos de elevada relación anchura/altura, sería considerar la influencia que en determinados momentos tendría una variación en la tasa de subsidencia o bien una estabilización del nivel de base que provocarían la sobreimposición de canales en un momento dado y la coalescencia mencionada.

Además de esta variación en la vertical en las características de los niveles fluviales, se ha señalado una variación general de la formación desde el NE al SW, en el sentido de que hacia la zona de Santa María de Miralles decrece el tamaño de grano de los materiales transportados por el sistema fluvial, así como la profundidad y abundancia de los canales. Esto está ligado a una evolución proximal distal del conjunto de la formación, que como se ha indicado anteriormente presenta megasecuencias posiblemente indicativas de que dichas evoluciones tendrían lugar asimismo en la vertical en un punto dado.

Contenido paleobiológico. Edad.

El contenido de esta formación en fósiles es muy pobre, a excepción hecha de los numerosos restos de construcciones algales estromatolíticas que poseen y de las que se ha hecho mención anteriormente. En los niveles basales del perfil de Collbàs se ha localizado una pequeña intercalación lacustre (CCB 1) que ha

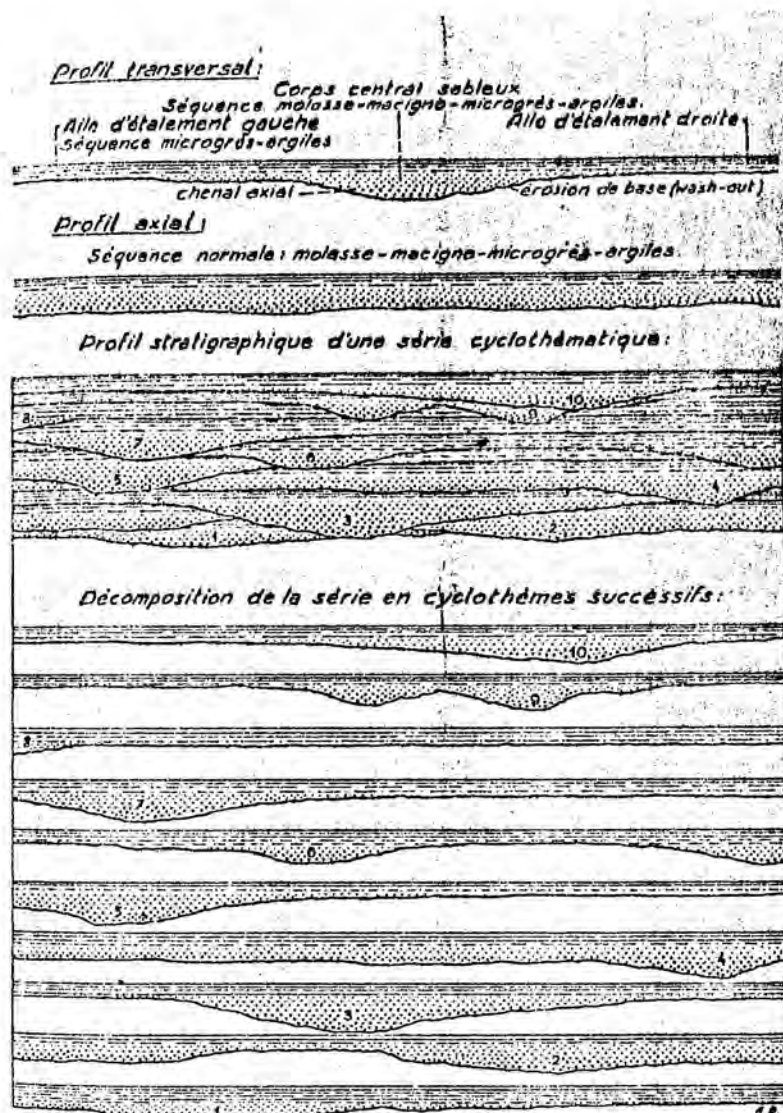


Fig. 7: Forme et succession de cyclothèmes aquitaniens. L'échelle horizontale est réduite.
En affleurement les cicatrices d'érosion entre les grès, marquées en traits épais sur ce dessin schématisé, sont peu apparentes ou, le plus souvent, invisibles. Les grès successifs 1, 2, 3, ou 4, 5 peuvent donc facilement être confondus en un même banc, ou simuler une stratification inclinée.
A l'échelle de ce dessin, un affleurement ordinaire ne montre que quelques millimètres

Fig. 38.-, Sobreimposición de depósitos correspondientes a paleocanales "tipo Caspe" (Según BERSIER, 1959).

proporcionado carófitas (*Harrisichara* sp. y ? *Tolypella* sp.) así como pequeños gasterópodos (*Discus*, *Melanopsis*, hidrobiidos y planórhidos). En las cercanías de Cal Marros, en el seno de un nivel de arenisca poco potente intercalada en facies de desbordamiento, se han recogido varios ejemplares de *Melanopsis* sp.

En la zona de Coálbas, intercalados en la parte alta de la formación aparecen dos niveles margosos (CCB 6 y CCB 8) con fauna de tipo lagunar asociada a carófitas, que anuncia la instalación de los ambientes en los que se depositaron los materiales de la formación La Portella. La fauna encontrada consta de ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos y ostreidos.

La pobreza en fósiles de esta formación se debe probablemente a la ausencia casi total de niveles de origen lacustre en ella. (Para comparación véase los datos correspondientes a la Fm. Fontanelles).

El escaso valor cronoestratigráfico de los fósiles encontrados, nos conduce a intentar precisar la edad por métodos indirectos, cual es compararla con la de formaciones a las que pasa lateralmente. Según esto, y en consonancia con los datos expuestos en el capítulo 3.3, su edad sería Luteciense-Biarritzense inferior.

Consideraciones paleogeográficas y ambientales.

Aun cuando la continuación oriental de esta formación queda oculta bajo el cabalgamiento de Els Brucs-Mollons, la parte visible de ella, permite deducir que debe considerarse como depositada en una zona de bajada, o una área relativamente distal de un sistema de abanicos aluviales, en la que circularían cursos de corrientes caracterizadas por condiciones hidrológicas no uniformes, con variaciones de las mismas de gran envergadura y direcciones de procedencia del ESE y del SSW. Los materiales transportados procedían de la erosión de la cobertera mesozoica del macizo catalán. Un equivalente temporal en facies más proximales debe buscarse en los primeros niveles de conglomerados masivos de Montserrat, que contienen asimismo restos de construcciones algales estromatolíticas similares a las descritas en este capítulo.

Las características sedimentológicas de esta formación permiten precisar más acerca de las condiciones ambientales de esta bajada. Se debe pensar en un paisaje de tipo sabana, en la que circularían cursos de agua de caudal irregular, en la que se desarrollarían inundaciones, con encharcamientos efímeros subsiguientes en las zonas entre canales, y caídas del nivel freático, como lo demuestran la abundancia de fenómenos de hidromorfía en los materiales de esta formación. Lateralmente, pasa a la Fm. ^{Fontanilles} La Porcella, la cual debe ser interpretada como originada en zonas distales o marginales a este sistema aluvial, con las características de corresponder a una zona de escasa pendiente que recibiría escasos aportes arenosos pero con gran influencia de inundaciones procedentes del sistema aluvial, y con el desarrollo de numerosas charcas de cierta persistencia, donde se localizarían abundantes praderas de carófitas y proliferarían gasterópodos y cocodrílidos, de los que se han encontrado restos fósiles en relativa abundancia.

La Fm. Poble de Claramunt yace sobre la Fm. Carme, que como se ha relatado anteriormente, es de origen aluvial, depositada en parte en un ambiente de mud flat lutítico, y cruzado por esporádicos canales meandríformes, con un paisaje algo más árido que la formación que nos ocupa. El paso de esta formación a la Fm. Poble de Claramunt podría corresponder a un cambio en las condiciones de pendiente deposicional, aporte detrítico y proximidad del área fuente que estaría promovido por el inicio de movimientos tectónicos en zonas próximas y que en el área de Montserrat darán lugar a la acumulación de conglomerados masivos que se observan en dicha montaña.

FORMACION POBLA DE CLARAMUNT

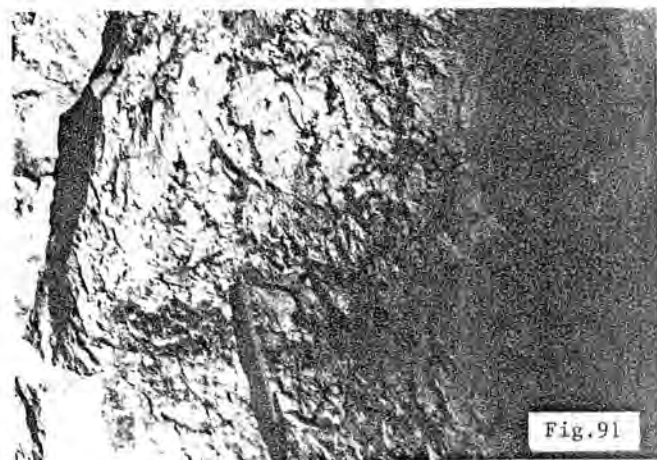
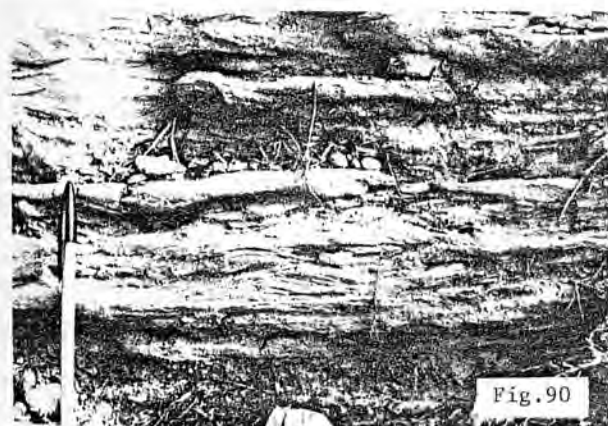
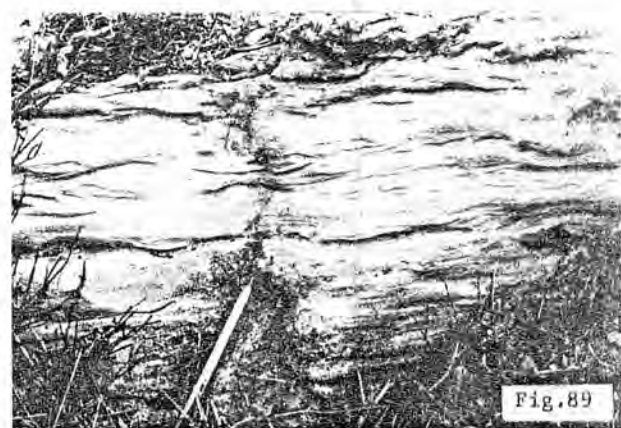
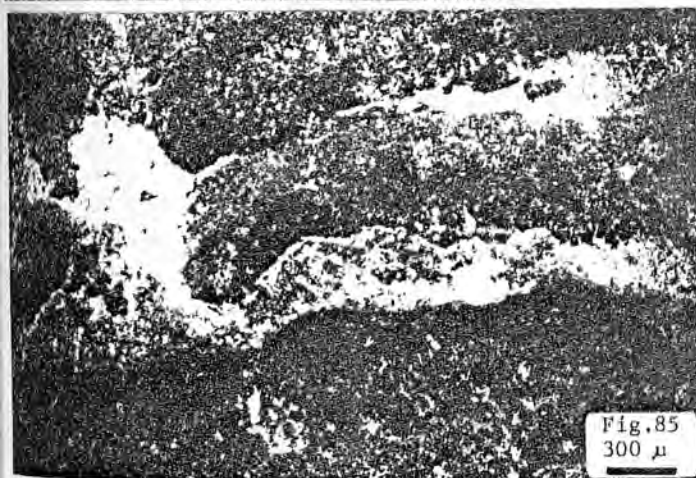
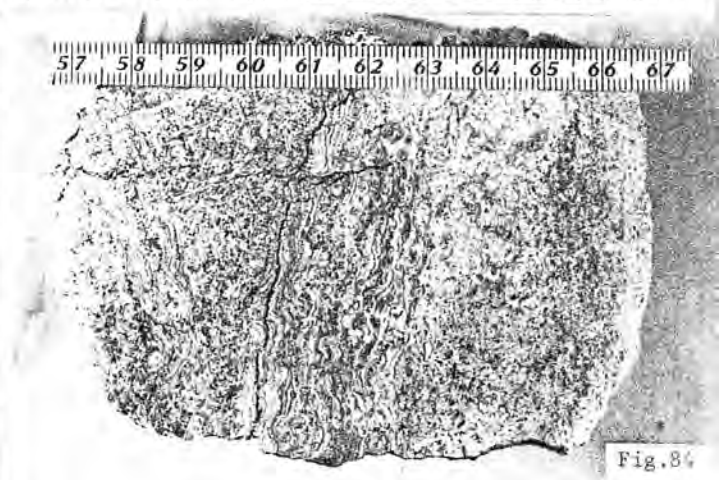
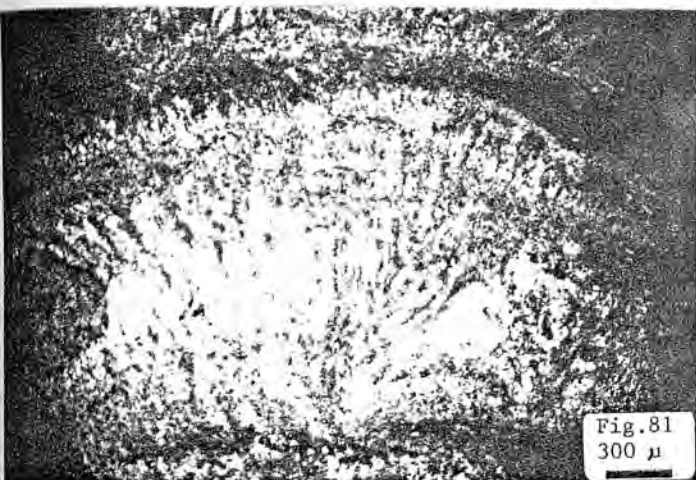
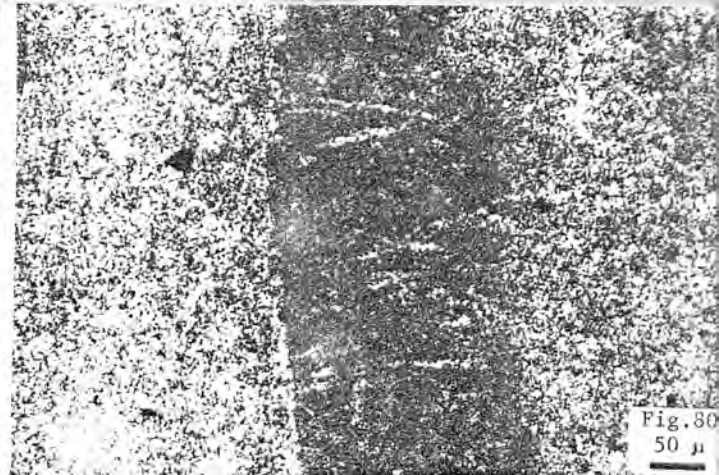
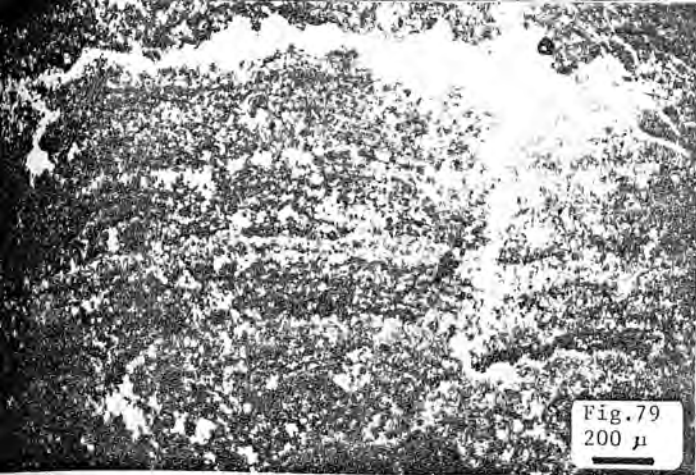
- Fig.- 79.- Aspecto de la laminación de los crecimientos algales oncolíticos. Algunas bandas están constituidas por laminación lisa mientras otras presentan aspecto microcolumnar. Lámina delgada. Muestra Carme 16.
- Fig.- 80.- Crecimientos algales oncolíticos. Banda micrítica entre dos bandas microsparíticas. Obsérvese en la banda micrítica la presencia de moldes de filamentos algales rellenos de esparita (microsparita). Lámina delgada. Muestra Carme 29.
- Fig.- 81.- Crecimientos algales oncolíticos. Banda microsparítica con fantasmas de filamentos dispuestos en abanico. Lámina delgada. Muestra Carme 4b.
- Fig.- 84.- Fragmento de crecimiento estromatolítico de tipo irregular en el seno de material arenoso con abundantísimos fragmentos de crecimientos algales de tamaño arena. Sección pulida. Muestra Carme 41.
- Fig.- 85.- Laminación constituida por bandas alternantes claras y oscuras presente en las construcciones estromatolíticas irregulares. Lámina delgada. Muestra Carme 22.

FORMACION LA PORTELLA

- Fig.- 89.- Laminación ripple (correspondiente a wave ripples) con flasers de lutita poco abundantes. Collbas
- Fig.- 90.- Laminación ripple (correspondiente a wave ripples) con abundantes flasers lutíticos. Collbas.

FORMACION BOSC D' EN BORRAS

- Fig.- 91.- Moldes de raíces con rellenos de esparita, y micrita y microsparitas rojas en un banco calcáreo de las cercanías de Pontils. Nivel de la muestra PO 7'.



2.2.5.6.- FORMACION LA PORTELLA.

En el área comprendida entre Carme y Sant Magí de Brufaganya, bajo los niveles típicamente marinos de la Fm. Collbas y sobre las Formaciones Pobla de Claramunt, Fontanelles y Bosc d'en Borrás-Valldeperes, se encuentran unos niveles de lutitas verdosas, amarillentas, localmente rojas, que alternan con niveles de arenisca con estratificación cruzada de tipo trough, estratificación flaser y laminación paralela, que han sido agrupados bajo el nombre de Formación La Portella, por aflorar en las inmediaciones del camino que conduce al Coll de la Portella desde la Carretera de Carme a Santa Maria de Miralles.

Descripción.

Como sección tipo, se ha escogido el tramo correspondiente a esta formación del perfil CP (lámina I) efectuado en el camino que desde la carretera de Carme a Santa Maria de Miralles conduce al Coll y Serra de la Portella..

La descripción del perfil tipo es la siguiente:

Yacente: Lutitas y areniscas rojas y blancuzcas de la Fm. Claramunt.

- 1 m.- Lutitas rojas, compactas, con fractura concóide; contacto superior bastante neto y ferruginizado.
- 1,7 m.- Lutitas grises de fractura concóide con numerosos restos ferruginosos amarillentos. Poseen restos vegetales.
- 0,6 m.- Arenisca de grano fino a medio, color blancuzco amarillento y con estratificación fina e hiladas más arcillosas. Laminación ripple.
- 9,3 m.- Tramo fundamentalmente constituido por lutitas verde grisáceas, localmente con totalidades amarillentas, en niveles de hasta 2,5 m., que intercalan niveles de gravas de matriz lutítica y arenosa, y areniscas. Los cantos son principalmente de caliza, estando presentes los de chert y cuarzo. Los cantos de caliza aparecen perforados por los moluscos lítóforos y esponjas, y muestran incrustaciones de Balanus, brizcos, ostreidos y serpulidos. En algún nivel los cantos alcanzan hasta 10 cms. de diámetro. Los niveles con cantos están muy mal seleccionados.
- 4,8 m.- Cubierto. Lateralmente se observa son lutitas verdosas.
- 0,3 m.- Areniscas de grano fino a medio.
- 3,2 m.- Lutitas verdosas que poseen parches de color amarillento.
- 2,5 m.- Areniscas de grano muy fino, en bancos de unos 7 cms. en la base, que constituyen una secuencia thinning upwards, con estratificación muy fina en el techo. Hiladas arcillosas entre los bancos, que a veces toman aspecto de ripples, pero de crestas muy bajas, otros niveles poseen laminación paralela. Color verdoso-amarillento y pátinas ocreas.
- 6 m.- Lutitas verde azuladas de fractura concóide, hacia el techo poseen parches rojizos y rojo parduzcos.
- 4,5 m.- Lutitas rojas, que hacia la parte superior pasan a color rojo violáceo.
- 3,8 m.- Tramo fundamentalmente lutítico gris-verdoso que intercala niveles de arenisca muy bioturbadas y niveles lutíticos "churned". Algunos intercalación de grano muy fino alcanza 0,4 m. y posee laminación paralela y ripples y algún nivelillo con cantos blandos y burrows horizontales.
- 10 m.- Cubierto. Lateralmente se observa está constituido por un tramo fundamentalmente lutítico de color verde.
- 21,2 m.- Tramo fundamentalmente lutítico verdoso. Hacia la base intercala un nivel decimétrico de areniscas de grano fino con ripples y algún nivel más compacto y más calcáreo con ostreidos. Algún nivel lutítico posee restos vegetales carbonizados.
- 1,7 m.- Areniscas de grano fino, amarillas, bien seleccionadas con laminación paralela, en bancos de hasta 0,5 m. separados por hiladas milimétricas de lutita verdosa. En la base poseen cantos blandos y numerosos restos vegetales. Ripples en el techo y en los interestratos.
- 0,2 m.- Arenisca de grano fino que pasa a medio hacia el techo, donde aparece algún canto de hasta 1 cm. En la parte superior, aparecen laminación paralela y ripples.
- 0,15 m.- Arenisca de grano muy fino con estratificación flaser.
- 3,8 m.- Alternancia de niveles de arenisca de grano fino a medio de hasta 25 cms. de potencia con laminación paralela y a veces cantos blancos en la base, con niveles de areniscas de grano fino a muy fino con flaser y climbing ripples. La parte superior del tramo está completamente bioturbada.
- 1,5 m.- Cubierto.
- 10,8 m.- Tramo fundamentalmente arenoso, con estratificación flaser de hiladas lutíticas muy finas, y en algún caso laminación paralela. Grano fino a medio. Poseen algún burrow vertical.
- 0,3 m.- Nivel semejante al anterior pero con más intercalaciones lutíticas color amarillo, pasa transicionalmente a color amarillo.
- 2,5 m.- Lutitas de color azul oscuro, fractura concóide, que hacia el techo se vuelven más arcillosas.
- 2 m.- Lutitas azul verdosas, con algún burrow. Poseen gránulos y cantos "flotando" de hasta 3 cms. formando hiladas. Los cantos calcáreos presentan perforaciones de esponjas.
- 3,8 m.- Lutitas verdosas, con restos vegetales, en la base poseen algún gránulo y se observa algún nivel bioclástico de hasta 7 cms. de potencia.
- 1,2 m.- Lutitas verdosas - arenisca "churned", algún canto de hasta 1 cms. y clasos de bivalvos. Transicionalmente pasa al nivel superior.
- 1,4 m.- Areniscas de grano muy fino a fino verde amarillentas, con estratificación flaser y ripples de corriente.
- 3,4 m.- Lutitas verdosas-azuladas con algún pequeño guijarro disperso.
- 3,5 m.- Nivel de conglomerados, que constituye la base de la Fm. Collbas.

Como sección de referencia se describe a continuación el perfil estratigráfico efectuado en el camino que desde Carme conduce a la ermita de Collbas, en las inmediaciones de esta última:

- Yacente: areniscas de grano muy fino, de color rojo con moteado blancuzco e intercalaciones lutíticas. Niveles superiores de la Fm. Claramunt.
- 0,5 m.- Lutitas rojas en la base, blanco amarillentas en el techo, ligeramente arenosas.
- 2,5 m.- Alternancia de bancos delgados de calizas y niveles más arcillosos que hacia el techo pasan a alternancia de calizas arcillosas y lutitas y finalmente lutitas y areniscas de grano muy fino.
- 2 m.- Areniscas conglomeráticas amarillentas y conglomerados de guijarros pequeños, con numerosas cicatrices erosivas internas y cantos blancos. Algún nivel de limolitas arenosas con estructura "churned" y restos de ostreidos y otros bivalvos.
- 4,5 m.- Arenisca de grano fino, localmente medio, con "channel fill cross bedding" y ripples. Algunos surcos erosivos poseen cantos blandos asociados.
- 13,1 m.- Arenisca de grano fino a muy fino, con estratificación flaser, con algunos restos vegetales y algún nivel con mud cracks, sobre todo en la parte superior del tramo. Parecen haber grandes láminas cruzadas que incluyen los ripples. En la parte superior los ripples son de cresta muy baja, casi laminación paralela.
- 1 m.- Arenisca de grano muy fino gris verdosa con laminación paralela y hacia el techo se borra la estructura y son más lutíticas, pasando transicionalmente al nivel superior.
- 0,5 m.- Lutitas verde grisáceas con fractura concoide, ligeramente arenosas.
- 2,2 m.- Lutitas rojas con fractura concoide, tono violáceo en la parte inferior y rojo chocolate en la superior.
- 3 m.- Alternancia de niveles de hasta 30 cms. de areniscas de grano fino a medio y lutitas rojas. Los niveles de areniscas poseen las bases planas, siendo los techos transicionales, aparecen muy bioturbadas y con ripples y huellas de raíces. Hacia el techo del tramo, disminuye el número de niveles de arenisca.
- 0,5 m.- Arenisca de grano medio, roja, con el techo blancuzco; lateralmente se deshilacha.
- 1,7 m.- Lutitas con algunas intercalaciones de areniscas de grano muy fino, muy poco potentes.
- 0,3 m.- Arenisca de grano grueso con gránulos y guijarros pequeños, calcáreos y cuarzosos.
- 4,3 m.- Areniscas de grano fino a medio que intercalan niveles de lutitas arenosas rojas. Bioturbación abundante. Cicatrices de estratificación cruzada en los niveles arenosos. Las areniscas poseen hiladas lutíticas y algún parche blancuzco y amarillento.
- 2,5 m.- Conglomerados con intercalaciones lenticulares arenosas; mal seleccionados, tamaño medio de 2 cms., máximo de 10 cms. Los cantos son de calizas (90%), arenisca, lutitas y alguna de pizarra. Algún canto de caliza procede de materiales cretácicos. El nivel posee matriz de color gris claro y contacto inferior erosivo.
- 1,5 m.- Areniscas de grano fino a medio, con hiladas lutíticas. Niveles muy bioturbados que a veces presentan ripples. Color rojo, con moteado amarillento y blancuzco, sobre todo en la base y en el techo.
- 1,5 m.- Alternancia de areniscas muy bioturbadas de grano fino y lutitas rojas y violáceas.
- 4 m.- Lutitas rojas y rojo violáceas, con alguna intercalación más calcárea blancuzca y nivelillos de arenisca de grano muy fino. Parte alta algo cubierta.
- 0,5 m.- Lutitas arenosas grises y blancuzcas con cantos en el techo.
- 6 m.- Cubierto.
- 1,5 m.- Lutitas rojas con fractura concoide.
- 0,5 m.- Lutitas verdes.
- 2,3 m.- Lutitas rojas con fractura concoide y algún parche de color verdoso.
- 0,3 m.- Areniscas de grano muy fino, color rojo con laminación paralela y ripples, que pasa transicionalmente al tramo superior.
- 0,7 m.- Lutitas rojas en la parte inferior y grises con puntos amarillentos y restos vegetales en la superior.
- 1,5 m.- Arenisca de grano fino, color gris amarillento, con cantos dispersos, que abundan hacia la base. Estructura "churned" y cantos blandos.
- 1,2 m.- Arenisca de grano fino a medio, con hiladas de cantos y cantos dispersos, alguno perforado por organismos litófagos. El tamaño medio es de unos 2 cms. el máximo de 7 cms. hacia el techo aumenta el número de hiladas de conglomerados.
- 0,5 m.- Conglomerados de matriz arenosa gruesa, cantos de 1 a 2 cms. tamaño máximo, 10 cms. En el techo se observa un nivel con ostreidos y otros bivalvos.
- 1,8 m.- Lutitas muy arenosas amarillentas en la base que hacia el techo pasan a tener color gris. Poseen restos vegetales.
- Techo: Conglomerados que forman la base de la Fm. Collbas.

Al Este de la zona de Collbas la Fm. La Portella desaparece por cambio lateral de facies a los niveles altos de la Fm. Claramunt; así, en la zona al Norte de la Serreta de Carme (Loc. I-35, fig. 58 y lám.II), sobre la Fm. Claramunt yace directamente la Fm. Collbas!;

En la zona de Santa Maria de Miralles, la parte inferior de la Fm. La Portella aparece cubierta. Los primeros niveles visibles son 7,5 m. de areniscas con laminación paralela y estratificación flaser que presentan un banco con ostreidos en el techo. Sobre este nivel arenoso yace un tramo de unos 25 m. de potencia, lutítico, de color verdoso y gris con algún nivel de areniscas y gravas de matriz lutítica. Presenta restos vegetales en la parte superior. Tras un pequeño tramo cubierto se observa un nivel de conglomerados de hasta 5 m. de potencia y de carácter lenticular, acunándose lateralmente. Sobre este nivel conglomerático se observa un tramo cubierto sobre el que aparecen los niveles basales de la Fm. Collbas.

Entre Santa Maria de Miralles y Sant Magí (Loc. I-36), al Oeste de Les Colomines, sobre un banco de dolomías con sílex yace un nivel de lutitas rojas con hiladas margosas blancas que soporta un tramo cubierto que debe corresponder a unos niveles grises, amarillentos y rojos visibles lateralmente. Sobre él se observa un potente tramo constituido por lutitas arenosas grises que intercalan niveles de areniscas con laminación paralela y ripple, de hasta 4 metros de potencia que soportan areniscas conglomeráticas con ostreidos que forman los niveles basales de la Fm. Collbas.

A unos 400 m. al Este de Call Alemany (Loc. I-37), al Norte de Sant Magí, tras un potente tramo cubierto que incluye el tránsito de la Fm. Valldeperes a la Fm. La Portella, se observa un nivel de un metro de limolitas grises sobre el que yace, en contacto erosivo un tramo de 4,1 m., de forma de canal, de areniscas de grano fino, color amarillento, con estratificación cruzada de tipo trough y cantos blandos en la parte inferior, y ripples en la parte superior. Sigue un tramo arenoso de 5,7 m., con laminación paralela, ripples y flasers, bioturbado al que se le superpone un nivel potente de lutitas grises con moldes de restos vegetales, bivalvos, etc. Sobre este tramo yacen areniscas con estratificación cruzada y fragmentos de bivalvos que constituyen la base de la Fm. Collbas.

Al Oeste de Call Alemany (Loc. I-38), el corte de la carretera permite observar la interdigitación de los materiales de la Fm. La Portella y de los de la Fm. Bosc d'en Borrás. Así sobre las dolomías blancas con sílex en la base del corte, se observa un pequeño nivel lutítico sobre el que yace un nivel de areniscas con estratificación cruzada en trough y cantos blandos y restos vegetales que soporta una alternancia de niveles delgados de areniscas y lutitas centimétricos. Las areniscas poseen ripples y flasers y restos vegetales muy abundantes. Estos tramos arenosos son equivalentes en posición a los que se encuentran en la localidad I-37). El tramo potente de lutitas grises de dicha localidad está representado aquí por una alternancia de niveles potentes de lutitas arcillosas verdes y bancos delgados de dolomías blancas. Sobre este tramo yacen niveles de areniscas y margas amarillentas con ostreidos que constituyen la base de la Fm. Collbas.

Extensión lateral, variaciones de potencia, límites.

La Fm. La Portella se extiende desde el Norte de Carme, hasta aproximadamente la zona al Norte de Sant Magí, quedando enteramente comprendida dentro del área de Igualada. Hacia el NE pasa lateralmente a los niveles más altos de la Fm. Claramunt, hacia el SW lo hace a la Fm. Bosc d'en Borrás. Se dispone de NE a SW sobre las formaciones Claramunt, Fontanelles, Valldeperes-Bosc d'en Borrás (Fig. 58; lám. III).

En Collbas presenta una potencia de unos 55 m., por unos 105 en el Coll de la Portella, 70 como mínimo en Santa Maria de Miralles y 90 como mínimo en Sant Magí (Loc. I-37). Como límite inferior se consideran los primeros bancos de areniscas amarillentas o verdosas, a menudo con fauna marina litoral, que yacen sobre las formaciones antes enumeradas. Como límite superior deben considerarse los últimos niveles lutíticos o arenosos que yacen bajo los niveles de areniscas y conglomerados de la base de la Fm. Collbas.

Características sedimentológicas.

La Fm. La Portella, se caracteriza por estar constituida por una alternancia de tramos predominantemente arenosos y tramos lutíticos, que a menudo intercalan niveles conglomeráticos. La disposición de los diversos litotipos en secuencias, varía enormemente de un corte a otro, por lo que no puede ofrecerse aquí unas secuencias tipo. En detalle, los litotipos distinguidos, son.

Conglomerados. Se presentan en dos tipos de localizaciones: como pequeños niveles en la base de ciertas secuencias arenosas, o como niveles intercalados en el seno de otros materiales de esta formación. Estas intercalaciones pueden ser muy poco potentes o constituir niveles de varios metros de espesor.

Los conglomerados de la base de secuencias arenosas granodecrecientes suelen yacer sobre una superficie erosiva. En algunos casos estos niveles están constituidos exclusivamente por cantos blandos procedentes de la erosión del material infrayacente. En otros casos son conglomerados de cantos pequeños (del orden del centímetro), de caliza fundamentalmente, y en ocasiones contienen fragmentos de bivalvos. En este caso suelen presentarse en niveles con channel fill cross bedding, asociados a niveles con idéntica estructura, pero de arenisca. Los niveles de poco espesor (generalmente 0,7 m.) aparecen intercalados en el seno de tramos generalmente lutíticos, y los más potentes suelen presentar intercalaciones lutíticas. Abundan en el perfil de La Portella (CP). Los cantos suelen ser casi todos calcáreos, con presencia de alguno de cuarzo, y sílex; matriz arenosa o lutítica gris verdosa o amarillenta. Los cantos calcáreos a menudo aparecen perforados por organismos litófagos, con incrustaciones de briozoos, serpulidos, Balanus, etc., y acompañados de fragmentos de ostreídos. El tamaño máximo observado es de 10 cm.

Los niveles de espesor métrico aparecen en los tramos medios de esta formación, en niveles de contacto inferior erosivo, y con lentejones de areniscas. Están mal seleccionados y poseen matriz arenosa de color gris. Los cantos en su mayor parte son de caliza. En alguna ocasión (nivel de la Iglesia del Castell de Miralles) se observa poseen forma lenticular, con potencias de más de 5 m.

Areniscas. Se pueden distinguir varias litofacies de areniscas teniendo en cuenta fundamentalmente sus características de color y estructuras sedimentarias.

- Areniscas rojas. Asociadas a niveles de lutitas del mismo color; abundan en el corte de Collbas. Aparecen en bancos de no más de medio metro de potencia, alternando con niveles de escaso espesor de lutitas rojas. Determinadas capas presentan moteado amarillento y blancuzco. Suelen poseer grano fino a medio y muestran a veces laminación ripple, y en alguna ocasión trazas de raíces. Poseen bioturbación abundante llegando, en alguna ocasión a borrar las estructuras sedimentarias originales. Algún nivel de grano grueso posee además gránulos y guijarros pequeños.
- Areniscas grises o amarillentas. Cuando la bioturbación no ha obliterado las estructuras sedimentarias originales las areniscas de este tipo pueden hacerse corresponder con una de las siguientes litofacies:
 - Areniscas grises o amarillentas con estratificación cruzada. Esta es de gran escala, con algunos sets que poseen cantos blandos en las láminas inferiores. La estratificación cruzada suele ser en trough, pero en algún caso parece más bien relleno de canales (channel fill cross bedding); a veces aparecen ambos tipos conjuntamente (Collbas). En muchos casos aparecen asociadas a grandes cicatrices.
 - Areniscas con laminación paralela o ripple (Fig. 89,90). Se encuentran en niveles de potencia muy variable en los que, a menudo, se presentan asociadas ambas estructuras. En muchos casos se observan bancos de arenisca con laminación paralela en los que en el techo existen ripples. Suelen poseer grano fino y generalmente están bien seleccionadas. Determinados niveles presentan restos vegetales abun-

dantes. Algún nivel presenta climbing ripples. En general los ripples suelen corresponder al tipo de corriente y frecuentemente a ripples de oleaje (wave ripples)

- Areniscas mal seleccionadas con cantos. Aparecen generalmente como niveles de escasa potencia intercalados en tramos lutíticos. Pueden ser de grano medio a grueso. A menudo la bioturbación (burrows) es la única característica estructural apreciable. Generalmente contienen restos de conchas de moluscos.

Lutitas. Aparecen como niveles potentes o bien como hiladas intercaladas entre niveles arenosos. Se pueden distinguir dos tipos:

f - Lutitas rojas. En algun caso violáceas. Suelen ser algo arenosas y poseen fractura concoide no observándose estructuras sedimentarias.

- Lutitas grises, azuladas y verdosas: Poseen generalmente fractura concoide. En muchos casos presentan puntos ferruginosos, probablemente correspondientes a antigua pirita, y restos vegetales. Algún nivel presenta pequeñas intercalaciones arenosas, y en algún caso aparecen niveles arenosos con estructura revuelta ("churned"). El contenido en granos de cuarzo y carbonatos es muy variable. En muchos casos deben considerarse como "margas". Su contenido en carbonatos oscila entre 8 y 35%. Algunos niveles han proporcionado ostráodos y foraminíferos.

Las lutitas de esta formación, en lo que a mineralogía de la fracción inferior a 2 u se refiere, están constituidas por minerales del grupo de la Illita fundamentalmente, a la que siguen en cantidad Montmorillonita o interestratificados Montmorillonita-Vermiculita. En algunas muestras (SM 74; CP 6) está presente además la Caolinita.

Algunas de las litologías distinguidas aquí se encuentran íntimamente asociadas, constituyendo lo que muchos autores denominan litofacies heterolíticas. En el caso de esta formación, las más abundantes corresponden a niveles de areniscas con laminación ripple (a menudo de tipo wavy) y flasers de lutita. En más raras ocasiones se ha observado la presencia de estratificación lenticular.

Disposición estratigráfica de los litotipos distinguidos. La disposición estratigráfica y relaciones mutuas de los litotipos que se han distinguido en esta formación es muy variada, observándose grandes diferencias entre unos cortes y otros. Se remite al lector a la consulta de los perfiles de la lámina I para obtener una visión de esta disposición, así como al apartado de descripciones.

En algún caso se ha observado la presencia de secuencias granodecrecientes como en los cortes de Sant Magí y Collbas, con transición de areniscas de estratificación cruzada a areniscas con laminación ripple y flasers lutíticos y finalmente areniscas con laminación paralela y ondulada pasando transicionalmente a lutitas. En otros casos (La Portella, Santa Maria de Miralles) aparecen tramos predominantemente arenosos en el seno de lutitas grises o verdosas. Estos tramos arenosos, aparecen constituidos por niveles heterolíticos (ripples de corriente y oleaje con flasers (fig. 90) y mas raramente estratificación lenticular) que intercalan bancos de arenisca con laminación paralela que a veces toma el aspecto ondulado y que poseen techos con formas de ripple.

En toda el área estudiada, sobre los niveles arenosos o lutíticos superiores de esta formación yacen unas capas de conglomerados y areniscas de grano relativamente grueso, a menudo conglomeráticas, que forman la base de la Fm. Collbas. Estas capas, que constituyen un nivel fotogeológico a escala regional, deben interpretarse como los materiales basales de la transgresión biarritziense en el área estudiada. En este trabajo recibirá el nombre de nivel de la Ermita de Collbas.

Características paleobiológicas. Edad.

El contenido fosilífero de esta formación es bastante limitado. Por una parte algunos niveles lutíticos grises han proporcionado una fauna de ostrácodos y foraminíferos (Miliólidos, rotálidos, Monsmiriabilia, Leguminocythereis, Krithe etc) de carácter marino muy somero a lagunar (FERRER comunicación personal). Por otra parte, ciertos niveles conglomeráticos muestran una fauna marina litoral arrastrada y depositada en niveles de lagoon (organismos litófagos, serpulidos, briozoos, Balanus, ostreidos, etc. Además se han localizado restos de ostreidos en la base de ciertos niveles arenosos, sobre cicatrices erosivas.

La edad de esta formación debe deducirse por métodos indirectos, dada la ausencia de fósiles característicos. Yace por debajo de la Fm. Collbas que presenta fósiles característicos del Biarritzense, y por otra parte se sitúa sobre niveles con fauna luteciense. Con estos datos y teniendo en cuenta lo expuesto en el capítulo II-3, debe concluirse que esta formación debe tener probablemente una edad biarritzense inferior, no pudiendo precisarse más por el momento.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Las características litológicas, geométricas, faunísticas y la posición estratigráfica de esta formación, que han sido expuestas anteriormente, llevan a asignarle el valor de una formación depositada en un ambiente de transición marino-continental. Las secuencias constituidas por las formaciones Valldeperes, Fontanelles, o Claramunt en la base, Fm. La Portella en la parte media y Fm. Collbas en el techo, nos muestra el paso de materiales depositados en diversos ambientes de origen continental a materiales de origen francamente marino. Las características mencionadas anteriormente y el tipo transgresivo de la serie hacen pensar en un ambiente de tipo lagoon o albufera con deposición siliciclástica, separado de mar abierto por una barra o isla barrera que, en este caso, estaría representada por el nivel de la ermita de Collbas. Este lagoon presentaría zonas profundas o abrigadas donde tendría lugar la deposición de lutitas verdosas o grises. Las facies de areniscas con laminación paralela, laminación ripple, (que a menudo corresponden a ripples de oleaje) y que poseen numerosos "flasers" de lutita, son de interpretación más difícil. El hecho de que estas estructuras según trabajos recientes (DE RAAF et al., 1977) pueden encontrarse en ambientes marinos someros sometidos a oleaje, a parte de su presencia, citada por numerosos autores en ambientes de llanuras de mareas y el hecho de no haber detectado en nuestro caso argumentos decisivos que prueben un origen mareal lleva a considerar, por el momento, que corresponden a niveles depositados en ambientes de mayor energía que las lutitas del lagoon, sometidos a la acción del oleaje, en algún caso con emersiones (presencia de mud cracks), dejando abierta la posibilidad de que estos sedimentos estuviesen afectados por mareas en llanuras adyacentes a las zonas más profundas (donde tendría lugar la deposición de las lutitas del lagoon).

Este problema merece una serie de estudios de detalle que no han podido ser abordados plenamente aquí, y que serán tratados posteriormente, debiéndose efectuar trabajos en más afloramientos y centrar la atención en los tramos arenosos relacionados con las lutitas grises.

A las zonas profundas del lagoon llegarían materiales procedentes de la playa barrera y arrastrados por corrientes relacionadas probablemente con períodos de tormentas, a través de pasos de comunicación con el mar abierto. Este valor deben tener los niveles de areniscas con bioclastos y conglomerados cuyos cantos muestran perforaciones e incrustaciones debidas a los organismos mencionados anteriormente.

El potente nivel lenticular de conglomerados del corte de Santa Maria de Miralles podrá interpretarse como el relleno de uno de estos canales, procediendo los cantos de la playa barrera, a donde llegarían mediante corrientes de longshore, ya que en toda el área próxima no existen niveles comparables en el seno de los materiales continentales.

Este lagoon, que se estableció sobre diferentes ambientes de origen continental limitaba al SW con ambientes lacustres carbonatados donde se depositaron los materiales de la Fm. Bosc d' en Borriás, y al NE con ambientes fluviales en los que se depositaron los tramos superiores de la Fm. Poble de Claramunt, que contie-

nen abundantes niveles de yeso nodular. La fig. 58 muestra las relaciones entre las diferentes formaciones de la parte superior del grupo Pontils, donde se localiza la formación que nos ocupa.

2.2.5.7.- FORMACION BOSC D' EN BORRAS.

Definición.

En los alrededores del pueblo de Pontils, sobre los materiales de la Fm. Valldeperes, se asienta una potente serie de calizas rosadas, blancuzcas y gris oscuras, a veces nodulosas, con pequeñas intercalaciones de margas y lignitos en su parte superior y que soporta un tramo lutítico rojo con intercalaciones de las calcáreas, con pequeñas intercalaciones de margas y lignitos. A estos materiales se les ha asignado el nombre de Formación Bosc d'En Borrás, por aflorar extensamente en la sierra de igual nombre, al NE del pueblo de Pontils. Esta formación se caracteriza por presentar abundantes fósiles (gasterópodos lacustres, carófitas, cocodrílidos, mamíferos etc.) y abundantes señales de pedogénesis en medio carbonatado palustre.

Descripción.

Como sección tipo de esta formación se ha escogido el tramo correspondiente del perfil de Pontils (lám. I), efectuado en el corte de la carretera de Santa Coloma de Queralt a Sta. Perpetua del Gaia, en las inmediaciones de Pontils.

La descripción de la sección tipo es la siguiente:

Vacante (cubierto): Lutitas y yesos de la Fm. Valldeperes.

5 m.- Semicubierto. Calizas nodulosas.

3,5 m.- Calizas rosadas en bancos más y menos nodulosos. Entre los núcleos aparecen películas arcillosas rojas.

1,5 m.- Banco masivo de caliza blancuzca con parchecitos esparíticos.

16,5 m.- Calizas rosadas, blancuzcas y grises. Alternan niveles nodulosos y niveles con parches esparíticos (raíces). Intercalan niveles de hasta 10 cms. de lutitas rojas. Algún nivel posee aspecto brachoide. Poseen carófitas, gasterópodos y ostrácodos.

12,2 m.- Alternancia de niveles de margas beige, grises, a veces negras, lignitosas, y niveles de calizas de color gris y pardo fétidas. Este tramo finaliza con un banco de caliza blanquecina de 1 m. de espesor. Los niveles margosos han proporcionado carófitas, gasterópodos y restos de vertebrados.

4,4 m.- Margas más o menos arcillosas grises oscuras con hiladas lignitosas que alternan con calizas nodulosas grises fétidas.

7 m.- Lutitas rojas carbonatadas, en la parte superior intercalan niveles de calizas intraclásticas blancas.

15,6 m.- Tramo constituido por calizas de color beige predominantemente. Alternan niveles de estratificación nodulosa - irregular con niveles con estratificación plana. Intercalan alguna hilada centimétrica margosa.

1 m.- Cubierto, parece corresponder a margas grises.

15,4 m.- Tramo de difícil observación, en parte cubierto. En la parte inferior constituido por calizas, en bancos de hasta 40 cms., alternando con niveles de margas con intercalaciones carbonosas (7,9 m.). Siguen 3 totalmente cubiertos y por último calizas, en la parte superior en bancos potentes (4,5 m.).

1,7 m.- Calizas micríticas beige oscuras con intercalaciones de margas lignitosas en la base y techo del tramo.

8,5 m.- Calizas de color beige claro en bancos de 20 a 70 cms, entre los que destacan algunos niveles de calizas nodulosas, de aspecto brachoide. Algunas poseen restos algales y cogonios de carófitas.

0,6 m.- Calizas nodulosas con niveles más arcillosos y restos vegetales.

0,75 m.- Calizas beige oscuras, intraclásticas con restos vegetales, fétidas.

0,93 m.- Niveles de margocalizas y lignitos alternantes en capas muy delgadas, (hasta 4 cms.).

0,35 m.- Calizas arcillosas negras, fétidas con abundantes peloides y restos carbonosos.

1,5 m.- Margas carbonosas, calizas de color beige claro, fétidas y lutitas amarillentas. Hacia el techo, aparecen ostréidos.

Techo: Margas, margocalizas y areniscas de la base de la Fm. Collbàs.

Al NE de Valldeperes (Loc. I-38), el corte de la carretera de Igualada a Santa Coloma de Queralt, permite observar la interdigitación entre los materiales de la Fm. Bosc d'En Borrás y los de la Fm. La Portella. Así, al sur de la carretera (camino de la Casa Blanca) se observa un crestón de dolomías con sílex y calizas micríticas fundamentalmente, que constituyen los niveles basales de la Fm. Bosc d'En Borrás. Sobre estas capas se encuentran lutitas pardas, un

nuevo banco de calizas micríticas blancas y lutitas gris azuladas y verdosas. Ya en la carretera se observan areniscas con estratificación cruzada de tipo t trough con restos vegetales carbonosos y cantos blandos. Estas areniscas soportan una alternancia de niveles centimétricos de lutitas y areniscas con ripples y numerosos restos vegetales. Tras la curva de la carretera, aparece un potente tramo de lutitas verdes que intercalan niveles de dolomías blancas con nódulos de sílex y que soportan areniscas conglomeráticas con fragmentos de ostreidos y niveles lumaquéllicos de ostreidos que constituyen la base de la Fm. Collbas.

Mas hacia el Este del afloramiento ~~adicionado~~ (entre Can Tico y Can Solvet) Loc. I-37) las intercalaciones dolomíticas han desaparecido. Hacia el Oeste, en dirección a Pontils, los niveles lutíticos van perdiendo importancia en favor de los niveles carbonatados.

Desde Pontils a Vallespinosa ocurre otro tanto. Las calizas van perdiendo predominancia en favor de niveles lutíticos. Así un kilómetro al NE de Vallespinosa casi no hay niveles calcáreos, de los que únicamente están bien representados los basales. La Fm. Bosc d' En Borrás ha pasado lateralmente, en parte, a una serie de lutitas rojas con intercalaciones de lutitas y yesos.

Extensión areal, variaciones de potencia, límites.

La Fm. Bosc d' En Borrás aparece típicamente en los alrededores del pueblo de Pontils, extendiéndose hacia el NE hasta las proximidades de Can Alemany (1 Km. al NE de Valldeperes aproximadamente), donde pasa lateralmente a la Fm. La Portella. Hacia el SW, se extiende (aunque con un espesor más reducido debido a pasar el grueso de la formación a lutitas rojas con niveles de areniscas y yesos) hasta más allá de Vallespinosa. En toda el área estudiada yace bajo la Fm. Collbas y sobre la Fm. Valldeperes. El límite inferior lo constituyen los primeros bancos de caliza, a veces con sílex, que yacen sobre el tramo lutítico superior de la Fm. Valldeperes. El límite superior lo constituyen los últimos bancos de calizas, lignitos, o margas bajo los materiales marinos detríticos de la Fm. Collbas. Posee una potencia aproximada de unos 95 m. en Pontils, donde alcanza su máximo desarrollo.

Características sedimentológicas:

Como ha podido deducirse de la descripción del perfil tipo, esta formación se caracteriza por la presencia de varios litotipos: calizas, margas, lutitas y lignitos, con predominio de las primeras sobre el resto. Todos estos materiales menos, quizá, las lutitas y margas rojas se han depositado en un medio lacustre en el que en numerosas ocasiones los sedimentos han sufrido emersiones y pedogénesis, originando en los niveles carbonatados una serie de estructuras y texturas que los autores franceses (cf., FREYTET, PLAZIAT) tipifican como originadas en medio palustre. A continuación se describen las diferentes litofacies, analizándose posteriormente las relaciones entre ellas y su distribución estratigráfica.

Los niveles carbonatados. Las calizas en la Fm. Bosc d' En Borrás se presentan desde en bancos de menos de 7 cm., que a veces alternan con margas y lignitos hasta bancos masivos de cerca de 2 m. de potencia, en los tramos más calcáreos de la misma. La descripción de las litofacies carbonatadas de esta formación presenta algunas dificultades que se intentarán solventar describiendo en primer lugar las microfacies deposicionales originales, y a continuación las diversas microfacies, producto, en muchos casos, de las modificaciones postdeposicionales que han sufrido los materiales depositados originalmente. A las facies carbonatadas que no muestran las modificaciones postdeposicionales, FREYTET (1971, 1973), les asigna el nombre de calizas alcustres, mientras que a las otras las denomina calizas "palustres".

En el seno de esta formación se han localizado unos pocos niveles de dolomías blancas con sílex idénticas a las de la Fm. Valldeperes, en la zona de Can Alemany, en el paso de esta formación a la Fm. La Portella.

Litofacies calcáreas "lacustres". Por medio del estudio de láminas delgadas y de secciones pulidas se han podido establecer las siguientes litofacies:

- Calizas micríticas. Corresponden texturalmente a mudstones-wackestones que pueden contener como elementos aloquímicos : carógitas (generalmente oogonios), ostrácodos, gasterópodos, Planorbidos, Melanopsis, etc.), y en algunas ocasiones unas pequeñas conchas de hasta 70 u atribuibles a foraminíferos o protoconchas de gasterópodos. En algún caso se observan también granos de micrita bastante redondeados y peloides. En estas litofacies, a veces aparecen unas estructuras de apariencia algal, con grandes parches circulares u ovoides en sección, y cuyo origen estaría relacionado con calcificaciones alrededor de tallos vegetales. Restos, posiblemente ligados a recubrimientos algales de fragmentos vegetales han sido descritos por FREYTET (1973, "algal velums").

En algunas muestras se ha observado una gran abundancia de ostrácodos, con las valvas sueltas, paralelas a la estratificación y aplastadas. No obstante, en muchas ocasiones, se encuentran ejemplares con las valvas juntas y relleno de cemento esparítico. Los elementos terrígenos quedan limitados a una escasa presencia de granos de cuarzo de hasta 120 u de diámetro en muchas de las láminas estudiadas.

- Calizas intraclásticas. Texturalmente corresponden a packstones y grainstones de granos de micrita, generalmente de un tamaño comparable para un nivel determinado, y variable de uno a otro. En ocasiones los granos están muy compactados, llegando incluso en zonas de una misma lámina delgada a tomar el aspecto de una micrita en la que ocasionalmente se observan parches esparíticos pequeños, correspondientes a zonas intergranulares (stellate voids). Además de los granos de micrita, que son los predominantes, pueden encontrarse los elementos aloquímicos ya citados en las calizas "micríticas".

Las modificaciones "palustres".

Los fangos calcáreos, que al litificarse han dado origen a las litofacies carbonatadas "lacustres" anteriormente descritas, pueden haber sufrido, en determinados casos una serie de procesos post-deposicionales que han transformado las texturas originales en otras, a veces muy complejas y que se han agrupado bajo el nombre de "modificaciones palustres". Generalmente obedecen al paso de unas condiciones subacuáticas a subaéreas, permanentes o intermitentes. Varios procesos pueden aparecer asociados en un mismo nivel:

Bioturbación. Las texturas asimilables a un proceso de bioturbación son muy abundantes en los niveles de esta formación, aun cuando burrows bien definidos son difíciles de encontrar. Las huellas de raíces, en cambio, sí son más fácilmente detectables. A menudo aparecen como canalículos verticalizados de pocos milímetros de grueso y con relleno total o parcial de calcita esparítica y de otros materiales (Fig. 91). En otros casos (Fig. 92), aparecen unos canales verticales de color rojo, micríticos y microsparíticos, de hasta 1 cm. de ancho, que poseen ramificaciones finas laterales, y que en el centro suelen presentar parches de esparita blanca a partir de la cual aparecen zonaciones concéntricas. Se encuentran asociadas generalmente fenómenos de nodulización y brechación. A veces dan un aspecto columnar al nivel donde se encuentran.

Marmorización: Aunque no muy frecuente, se ha observado en algún banco de los niveles basales. Está caracterizada por una serie de manchas de tamaño centimétrico, de bordes difusos de color rojo, ocre, amarillento y gris rosado en un fondo de color blanco rosado. En algún caso se observa que coincide la presencia de estas manchas con cambios en la textura del sedimento original. Aparece asociada a moldes de raíces con rellenos de calcita y a cambios texturales probablemente relacionados con burrows (Fig. 93). Se encuentra asociada a otras modificaciones palustres, generalmente a nodulización.

Nodulización: Frecuentemente, sobre todo en los niveles basales de esta formación se encuentran bancos de calizas de color rosado y de aspecto noduloso y a veces pseudo-conglomeráticos (Fig. 94). La nodulización puede aparecer afectando a todo un banco o bien desarrollarse únicamente en el techo del mismo. Una característica muy común es la presencia de nódulos muy apretados, de pequeño tamaño (1 a 2 cm. de diámetro), con bordes de aspecto suturado entre los que se encuentra un film de material arcilloso rojo (Fig. 95). En este caso, en el interior de los nódulos, el material posee color beige y rosado, mientras que las

FORMACION BOSC D'EN BORRAS

- Fig.- 92.- Caliza con moldes de raíces rellenos de micrita y microsparita roja y de esparita. Sección pulida. Muestra PO 7.
- Fig.- 93.- Caliza con manchas de marmorización. Sección pulida. Muestra PO6
- Fig.- 94.- Aspecto pseudoconglomerático de los niveles de calizas nodulosas rosadas del corte de Pontils. Niveles de la muestra PO 9-10.
- Fig.-995.- Sección pulida correspondiente a una muestra de los niveles de la figura 94. Los nódulos poseen un color más rojizo en el centro y los contactos entre ellos un aspecto suturado. Sección pulida. Muestra PO 9.
- Fig.-96.- Aspecto de la fisuración-brechación . Niveles del core de la carretera junto a Pontils. Muestra PO 10. Sección pulida.
- Fig.- 97.- Caliza mostrando una brechación típica, asociada a fisuración posterior. Entre los elementos se observa la presencia de microsparita. Sección pulida. Muestra PO 13.
- Fig.- 98.- Caliza micrítica con amplias fisuras en cuña rellenas de calcita probablemente correspondientes a grietas de desecación. Sección pulida. Muestra PO 16.
- Fig.- 99.- Caliza micrítica con abundantes fenestrals localizados en parches de sección circular que podrían corresponder a zonas bioturbadas y/o burbujas de gases. Lámina delgada. Muestra PO 33.
- Fig.- 101.- Niveles de lignito del techo de la formación. Corte de la carretera de Pontils.



Fig.92



Fig.96



Fig.95

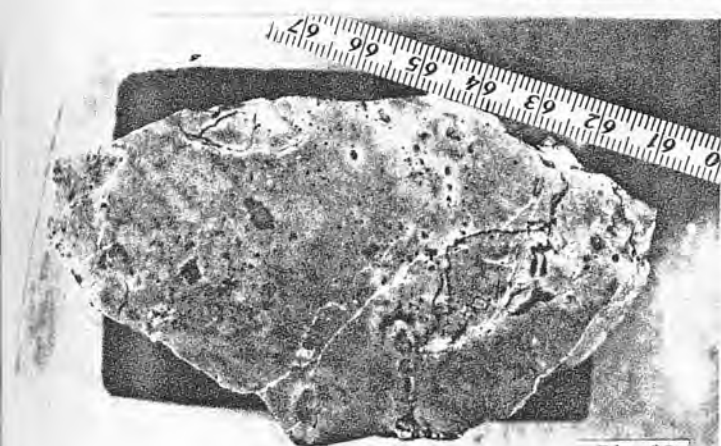


Fig.93

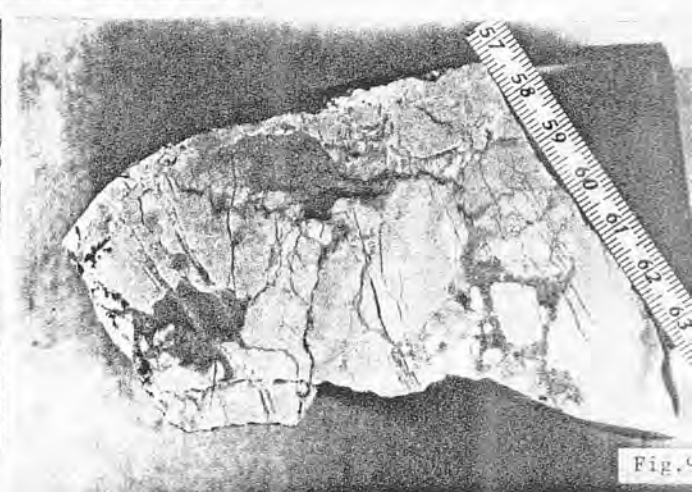


Fig.94

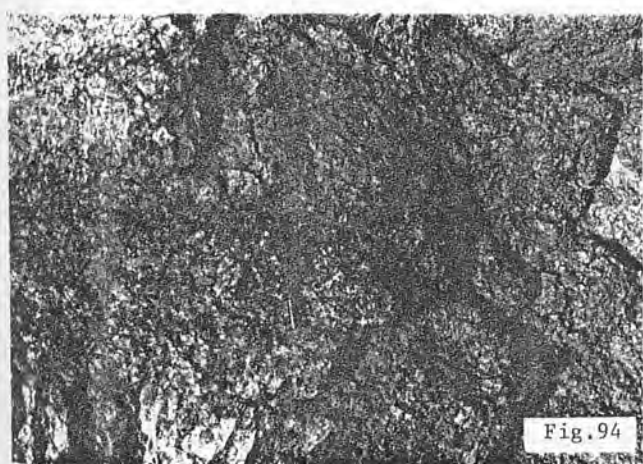


Fig.94



Fig.99

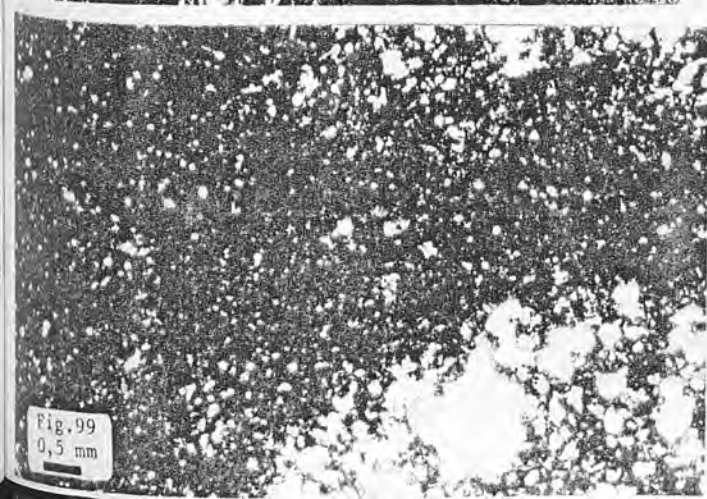


Fig.99
0,5 mm



Fig.101

partes más externas poseen color blanco. Algún nódulo posee como centro un parche esparítico, con bordes microsparíticos que pasan gradualmente a las texturas originales del material. Entre los nódulos pueden aparecer zonas con semirrelleno geopetal de "sedimento interno" y relleno posterior de calcita espática. En otros casos los bordes de los nódulos están constituidos por zonas de aspecto microsparítico ligadas a un tipo de fisuración curva. La nódulización generalmente se encuentra asociada a otras texturas deposicionales: bioturbación, moldes de evaporitas, marmorización, etc. Las calizas nodulosas pseudoconglomeráticas no poseen siempre color rojo o rosado. Estos colores quizá estén relacionados con períodos prolongados de exposición subaérea.

Brechación- Fisuración. Una litofacies frecuente, sobre todo en el tramo basal de esta formación es una caliza, generalmente de color claro, de aspecto brechoide, con los elementos generalmente muy angulosos y fisurados, de tamaño diverso, pero que no suelen exceder los 5 cm. El aspecto es variable entre dos litotipos extremos: una caliza con numerosas fisuras de pequeño tamaño y trazado diverso que se conectan entre sí, y otro tipo con amplias fisuras, rellenas de material de aspecto diferentes, de color amarillento, rosado o blanco, que pueden llegar a aislar los elementos (Fig. 96, 97). Entre los elementos angulares el material que "llena" las fisuras suele ser esparítico o microsparítico. En ános casos se observa que hay una transición entre la micrita de los elementos angulosos y la microsparita que rellena las fisuras. En otros, las fisuras presentan historias complejas de varias generaciones de relleno, con contactos bruscos entre el material original litificado y el de relleno de las fisuras. En algún caso se presenta una fisuración ramificada, muy penetrante, y cada vez más fina que origina una fábrica de aspecto "pellético" en que los elementos aparecen rodeados de material microsparítico. En otras ocasiones (Fig. 98) las fisuras toman aspecto de grietas de desecación muy similares a las que ocurren en rocas lutíticas (mud cracks), con relleno esparítico en varias generaciones de dichas grietas.

Asociados a los fenómenos descritos anteriormente, se encuentran muy a menudo una serie de texturas características:

- **Moldes de evaporitas.** Se presentan frecuentemente sobre todo asociadas a fenómenos de nodulización, bioturbación y fisuración (emersiones y pedogénesis). Suelen corresponder a cristales lenticulares de yeso epigenizados por calcita. En otros casos aparecen como nódulos esféricos de hasta 850 u constituidos por un sólo cristal de calcita, y que poseen el borde con aspecto microdentado.
- **Texturas fenestral.** Aparecen como parches esparíticos a veces con rellenos polifásicos de microsparitas y esparita. En unas ocasiones se presentan en zonas paralelas a la estratificación y son alargados en dicha dirección. Se han observado asociados a marmorización e inicios de fisuración, lo que implicaría un posible origen por desecación. En otras se presenta como relleno de antiguos vacíos de forma estrellada. Su origen podría ser muy diverso: desecación, burbujas de gases de fermentación, etc. En ocasiones se observan texturas de tipo alveolar, a veces de aspecto palletoide, que podrían corresponder a zonas bioturbadas (Fig. 99)
- **Texturas "nebulosas".** En algunos niveles se puede apreciar zonas de color diferente al resto del material, a veces con bordes difusos, y de aspecto "nebuloso", que podrían corresponder a distribuciones irregulares de materia orgánica del fango original o bien a inicios de nodulización.

Consideraciones sedimentológicas sobre los niveles calcáreos de la Fm. Bosco d'En Borrás.

Los niveles de esta formación presentan unas características que permiten asegurar que se originaron en un medio lacustre. La estratificación, decimétrica a métrica, generalmente en bancos masivos, con trazas evidentes de pedogénesis y emersiones en muchos de ellos, serían indicativos de una deposición en cubetas lacustres poco profundas sin estratificación de las aguas, ni circulación cíclica de las mismas. Los lagos profundos que poseen estas características, suelen presentar niveles con laminación, frecuentemente con aspecto de varvas, y sus

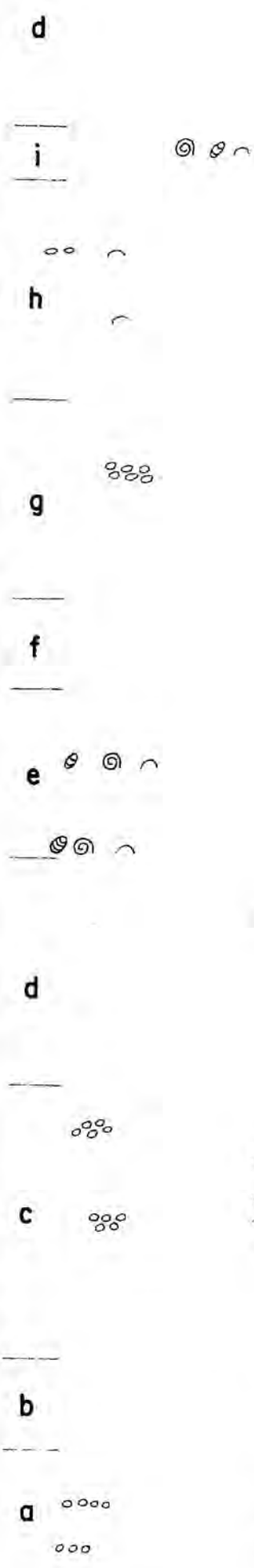
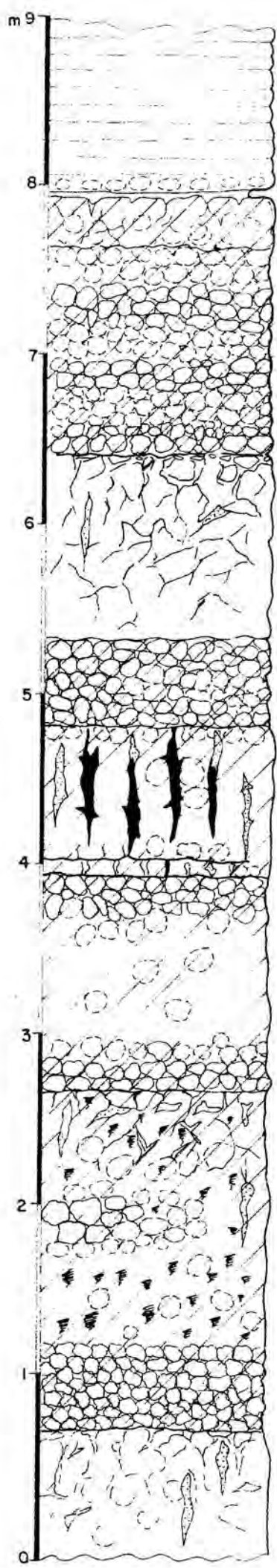
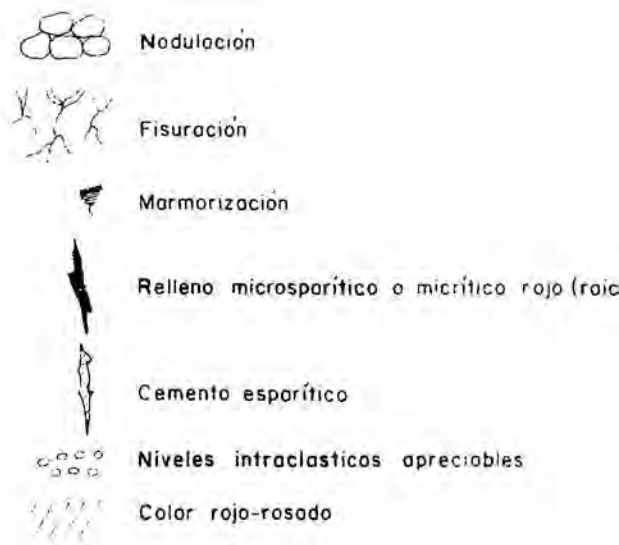


Fig.100 Niveles de calizas palustres de las inmediaciones de Pontils (Fm. Bosc d'en Borràs)



niveles calcáreos son poco potentes y se presentan alternando con otros litotipos (por ejemplo los niveles lacustres oligocenos de Campine, ANADON, 1973). Las características apuntadas anteriormente indican pues que nos encontramos ante cubetas lacustres de poca profundidad, oxigenación variable, pero homogénea para un momento dado y que frecuentemente, relacionadas con ascensos y descensos del nivel de agua, presentarían zonas expuestas a emersiones y a fenómenos pedogenéticos, que conferirían unas "modificaciones palustres" a unos sedimentos originados por debajo del nivel del agua.

Los materiales carbonatados originados en una cubeta lacustre, mas o menos litificados, pueden quedar en un momento dado emergidos. En tal caso, tienen lugar las modificaciones palustres mencionadas anteriormente, y que pueden iniciarse con una fisuración, posiblemente relacionada con desecación (FREYTET, 1973; VAN HOUTEN, 1964). Esta fisuración (brechación), a menudo se observa que es más aparente y ligada con abundante recristalización hacia el techo del nivel. En raras ocasiones se ha observado que estas fisuras posean el típico aspecto de "mud crack" con relleno esparítico de las grietas (Fig. 98). Otra modificación que puede tener lugar es la nodulización, relacionada con fenómenos pedológicos, y que en ocasiones, podría estar relacionada con una fisuración curva (FREYTET, 1973). Las modificaciones posteriores pueden no dejar huella de esta fisuración inicial. La marmorización tendría un origen similar a la que se observa en los suelos de tipo pseudogley y gley, es decir, redistribución del hierro condicionada por oscilaciones del nivel freático. Una emersión más o menos prolongada podría originar una oxidación del hierro que daría color rosado o rojo a numerosos niveles de caliza, los cuales, además, presentan otras características que denotarían modificaciones pedogenéticas (nodulización más o menos acentuada, presencia de raíces etc.). Otras manifestaciones relacionadas con estas emersiones serían: formación de cristales y nódulos de evaporitas (posteriormente reemplazados por calcita), ciertas texturas fenestrales y alveolares, mud cracks, etc. Las frecuentes oscilaciones del nivel del agua, que quedan registradas en la serie estratigráfica (Fig. 100), podrían favorecer la remoción e incorporación de elementos originados en etapas de pedogénesis a la cubeta como "intraclastos" tal como se refleja en la figura 68 suministrada por FREYTET y PLAZIAT.

La Fig. 100, que es una ampliación parcial del corte de Pontils de la lámina I, entre los metros 484 y 493 muestra la disposición de diferentes tipos de modificaciones pedológicas (palustres) en varios niveles de calizas de dicho corte. Los colores rosados y la marmorización se localizan generalmente en niveles nodulosos, con fisuración curva más o menos desarrollada, asociados en muchas ocasiones a huellas de raíces con rellenos micríticos, microsparíticos y esparíticos (niveles b al f y niveles h e i). El nivel g es un claro ejemplo de brechación, con fisuras rellenas de esparita y microsparita producida probablemente por desecación debida a emersión. Un origen similar tendrían las texturas del nivel a.

Un posible origen del aspecto pseudo conglomerático (Fig. 94 y 95) de muchos bancos nodulosos, con elementos únicamente separados por films arcillosos rojos y bordes de aspecto suturado sería, en una primera fase, una nodulización relacionadas con fisuras curvas en un material que ha quedado por encima del nivel de agua y sometido a pedogénesis. En una fase posterior, si dichas fisuras no son rellenadas por esparita, podría haber un relleno parcial por material lutítico transportado por aguas que percolasen por dicho nivel ocurriendo finalmente una compactación que eliminaría la posibilidad de un relleno esparítico de las antiguas fisuras. En el caso del nivel g, posiblemente tras la emersión y consiguiente brechación por desecación, ocurrió una fase de inmersión con relleno esparítico-microsparítico (a veces heptal) de las fracturas.

Niveles lutíticos y margosos. Alternando con los bancos calcáreos se encuentran numerosos niveles de lutitas y margas con potencias variando desde pocos milímetros a varios metros. Fundamentalmente se pueden distinguir dos tipos principales: lutitas y margas rojas, y margas grises y amarillentas.

Las lutitas y margas rojas poseen un contenido en carbonatos variable, generalmente no alcanza el 25%, aunque en ocasiones llega al 57%; no suelen con tener abundantes fósiles. Se presentan como delgadas intercalaciones de hasta 10 cm. entre niveles calcáreos del tramo inferior del corte de Pontils, o bien, como un nivel potente separando los dos tramos fundamentalmente calcáreos de dicho corte. Este nivel posee 7 metros de potencia, e intercala en la parte superior capas de hasta 10 cm. de calizas "intraclásticas" con señales de marmorización y texturas "fenestrales" abundantes.

Se ha agrupado bajo el nombre de "margas grises y amarillentas", a una serie de materiales de color variable, desde beige claro a gris oscuro, en ocasiones amarillentos, y de contenido en carbonatos generalmente por encima del 45%, y contenido lutítico variable, que confieren compacidades diversas. El color obedece generalmente a la proporción y estado de oxidación de la materia orgánica y de la pirita que poseen. Son materiales que han permitido separar abundantes fósiles dada su facilidad relativa de disgregación. Se presentan en niveles de potencia variable, desde pocos centímetros a cerca de un metro, intercalados en la parte superior del tramo calcáreo inferior y en todo el tramo superior. Contienen abundantes restos carbonosos y cristales de pirita.

La mineralogía de la fracción inferior a 2 u es similar tanto en uno como en otro tipo de niveles. Los minerales más abundantes pertenecen al grupo de la Illita, siguiendo en cantidad la Montmorillonita y estando presente Caolinita.

Niveles carbonosos. En la parte superior del tramo calcáreo inferior y en el tramo calcáreo superior aparecen frecuentes niveles de margas con un contenido variable en restos carbonosos, que en muchas ocasiones se encuentran asociadas a hiladas milimétricas lignitosas. El nivel de lignito más potente se encuentra hacia el techo de esta formación (Figl01) donde aparece un tramo de un metro de potencia en el que alternan hiladas lignitosas de hasta 2 cm. y niveles de margas y calizas arcillosas de hasta 7 cm. Los niveles carbonosos y las margas poseen abundantes restos de gasterópodos aplastados y de vertebrados.

Distribución estratigráfica de los litotipos y litofacies descritos y relaciones entre ellos.

Las observaciones que se detallan a continuación se refieren al corte de Pontils, único lugar donde las condiciones de afloramiento permiten obtener una buena visión de la disposición y relaciones entre los litotipos descritos anteriormente.

El tramo calcáreo inferior de dicho corte está constituido por calizas de colores claros: rosadas, blancuzcas y grisáceas con abundantes trazas de "modificaciones palustres". Estos niveles forman la mitad basal del tramo. En algún caso presentan hiladas centimétricas de lutitas y margas, generalmente rojas. La mitad superior presenta niveles de calizas en bancos delgados, con escasos niveles que presenten nodulización-brechación, alternando con margas más o menos carbonosas que presentan hiladas de lignitos. Las calizas suelen ser de colores oscuros (pardo, gris, negro, a veces amarillento), fétidas; muchas son arcillosas y generalmente son micríticas, a veces con zonas nebulosas. Esta sucesión parece indicar el paso de unas condiciones de deposición en una cubeta lacustre (o bordes de ella) con frecuentes emersiones y trazas de modificaciones "palustres" (desecación, pedogénesis) en sus sedimentos, pero en un ambiente con oxigenación relativamente abundante, a unas condiciones predominantemente parálicas con deposición de calizas fétidas, margas carbonosas muy ricas en fósiles, y lignitos, que apuntan a un ambiente fuertemente reductor, y con escasos niveles que evidencien emersiones.

El tramo lutítico-margoso medio evidencia una deposición con fuertes evidencias terrígenas y condiciones de emeración predominantes: moteado en los niveles lutítico-margosos rojos, con oxidación en combinación posiblemente con fenómenos edáficos y exposición por encima del nivel freático durante un tiempo prolongado, niveles delgados de caliza con trazas de marmorización y "fenestrales" etc.

El tramo calcáreo superior presenta unas características similares al inferior, pero con unos niveles basales con modificaciones "palustres" (calizas nodulosas) poco desarrollados. La mayor parte de este tramo está constituido por calizas en bancos bien definidos, generalmente delgados, alternando con niveles de margas carbonosas que presentan hiladas de lignitos. No obstante se presentan algunos niveles con nodulización, pero que rara vez poseen color rosado rojo. Parece pues que este tramo se depositó en un ambiente muy similar a aquél en que se originó la parte superior del tramo calcáreo inferior, aunque presenta señales de pedogénesis y emersiones frecuentes. Este tramo finaliza con uno de un metro de potencia de lignitos que alternan con calizas arcillosas y margas en láminas y capas delgadas que soporta un banco de 40 cm. de calizas con restos carbonosos que yace bajo un nivel de margas carbonosas, calizas fétidas y margas amarillentas con ostreidos (1,5 m.). Este nivel constituye la base de los niveles transgresivos marinos biarritzenses de la Fm. Collbas en este sector.

Contenido paleobiológico . Edad.

Aun cuando son muy numerosos los bancos fosilíferos de esta formación, han sido los niveles margosos los que han permitido aislar los fósiles para su estudio y clasificación. El lavado y tamizaje de los materiales de dichos niveles ha proporcionado abundantes ostrácodos, carófitas (Nitellopsis (Tectochara) major Raskyella vadazzi, Harrisichara bressoni gigantea, etc.), gasterópodos (hidrobíidos, planorbíidos, limneíidos, Melanopsis, Discus, etc.) y vertebrados (cocodrílidos, quelonios, lacértidos y mamíferos). CLOSAS (1947) cita procedentes de los niveles de lignito: Melanoides sp., Megalostoma imbricata SAND y Planorbis cf. chartieri DESH. Algunos niveles de caliza muestran unas secciones que podrían corresponder a foraminíferos de concha muy fina. En el anexo figura la distribución de las especies encontradas en los diferentes niveles.

El hallazgo de mamíferos fósiles en los niveles paleógenos de esta área, aparte de su importancia paleontológica, permite en este caso aportar nuevos datos sobre la posición de las zonas de mamíferos del Eoceno, cuyos niveles biocronológicos o yacimientos tipos, en muchos casos adolecen de falta de localización estratigráfica precisa. Trabajos posteriores podrán aportar nuevos datos sobre este problema ya que han sido bastantes los niveles que han proporcionado restos de mamíferos, aunque únicamente sólo dos hayan proporcionado material clasificable por el momento. La determinación de estos restos se debe al Dr. J.F. de VILLALTA. procedentes del nivel PO 20 cabe destacar el hallazgo de Protadelomys cf. cartieri (STEHLIN et SCHAUB). Este pseudosciúrido es característico de la zona de Egerkingen-Biarritzense según CRUSAFONT et al. (1975). Los lavados y tamizajes efectuados en materiales procedentes del nivel PO 26 han proporcionado restos de un pseudosciúrido atribuibles al género Adelomys; probablemente se trate de una especie afín a A. vaillanti. A este respecto hay que constatar que HARTENBERGER (1969) señala las grandes afinidades entre ciertas especies de Adelomys y Protadelomys cartieri, a pesar de su distanciamiento cronológico, ya que Adelomys vaillanti, por ejemplo, posee una edad comprendida entre las correspondientes a las zonas de Euzet y Montmartre.

La edad de esta formación, a tenor de lo expuesto anteriormente, y teniendo en cuenta las observaciones del capítulo II-3, debe corresponder a la parte más alta del Luteciense superior y al Biarritzense inferior.

Consideraciones ambientales y paleogeográficas.

Aun cuando las consideraciones ambientales particulares han sido expuestas en apartados anteriores conviene puntualizar el significado general de esta formación. Las características apuntadas señalan que esta formación se depositó en su mayor parte en ambientes palustres carbonatados muy someros, que frecuentemente dejaban emergidas antiguas áreas de sedimentación carbonatada lacustre. En determinados momentos, estas zonas se comportarían como cubetas paráticas, relacionadas probablemente con la transgresión biarritzense y con los ambientes de lagoon siliciclástico representados por la Fm. La Portella. El paso del ambiente de lagoon siliciclástico a los ambientes palustres carbonatados y paráticos tendría lugar al

norte de Valldeperes, en cuyo tránsito se desarrollan niveles de dolomías con sílex. Hacia el SW (zona de Vallespinosa), esta formación pasa en parte a unos niveles de lutitas rojas, areniscas y yesos (Fm. no denominada, Fig. 4), que señala unas condiciones ambientales muy diferentes a las aquí señaladas: mayor aporte detrítico, emersiones prolongadas, etc.

2.2.6.- GRUPO SANTA MARIA. FORMACION COLLBAS.

Introducción.

El Eoceno medio superior marino del área de Igualada, ha sido estudiado recientemente por FERRER (1971), quien definió la Fm. Santa Maria para designar los materiales correspondientes a dicho Eoceno marino. FERRER, subdividió dicha formación en tres miembros: Collbas, Igualada y Tossa. PALLI (1972) cambia el rango de estas unidades, asignando el de formación a los antiguos miembros, considerándola incluida en el Grupo Santa Maria.

La Formación Collbas constituye pues la formación basal del Grupo Santa Maria en toda el área de Igualada. Remitimos al lector al trabajo de FERRER (1971) donde se describe la localidad tipo y características principales de esta unidad, a la que dicho autor asignó el rango de miembro. Aquí únicamente se hará mención a los niveles basales, dado el carácter y objetivos del presente trabajo.

Los niveles basales.

En gran parte del área estudiada, los niveles basales de esta formación están constituidos por unos bancos de arenisca y conglomerados que constituyen un "marker" fotogeológico cartografiable desde las cercanías de Pontils hasta las de la Pobla de Claramunt. Este nivel guía, presenta características ligeramente diferentes en los diversos afloramientos visitados y yace sobre diversas formaciones del Grupo Pontils. Así, en la zona de La Casa Blanca (Loc. I-38), al Norte de Sant Magí, está constituido por areniscas conglomeráticas con restos de ostreidos, un banco lumaquético de ostras, tramo margoso amarillento y un nivel de areniscas amarillas con ball and pillow en la base. Estos niveles yacen sobre un tramo lutítico verdoso con intercalaciones de areniscas y dolomías que constituyen el cambio lateral entre las Fm. Bosc d'En Borrás y La Portella. En la zona al Este de Can Alemany (Loc. I-37), los niveles basales de esta formación están constituidos por areniscas de grano fino a medio, bien clasificadas, con estratificación cruzada de bajo ángulo, que contiene fragmentos de fósiles marinos. Estos niveles yacen sobre la Fm. La Portella. En la zona al Norte de Les Colomines (I-36), sobre los materiales lutíticos y arenosos de la Fm. La Portella yace un banco de 4 m. de areniscas amarillas conglomeráticas que contienen restos de ostreidos y que constituyen el nivel basal de la Fm. Collbas.

En la zona del Castell de Miralles los niveles basales de esta formación están constituidos por areniscas de grano fino a medio, con algún gránulo, amarillentas, con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela. Estos niveles yacen sobre un tramo lutítico-arenoso que intercala un lentejón de conglomerados, y que corresponde a la Fm. La Portella.

En el camino al Coll de La Portella, se puede observar sobre los materiales de la formación del mismo nombre diversos niveles de areniscas más o menos conglomeráticas con restos de ostreidos y niveles de conglomerados heterométricos, con algún canto perforado por organismos litófagos que constituyen los niveles inferiores de la Fm. Collbas.

Junto a la Ermita de Collbas (Loc. I-39), un corte del camino permite apreciar que los niveles basales de la Formación de dicho nombre están constituidos por areniscas amarillentas con hiladas de cantos, conglomerados de guijarros con ostreidos y otros bivalvos, lutitas arenosas grises con restos vegetales y un banco de 3 m. de conglomerados de matriz arenosa gris. Al Este de dicho punto, en el corte de Can Munné (Loc. I-35), los niveles basales yacen sobre materiales de la Fm. Claramunt; dichos niveles están constituidos por areniscas de grano muy grueso y grueso con estratificación horizontal, a veces conglomeráticas y con restos de bivalvos.

Desde la zona al ENE de Pontils hasta las cercanías de Vallespinosa no se

ha podido confirmar el carácter de "marker" fotogeológico de los niveles basales de esta formación, ya sea porque no lo poseen o bien debido a las condiciones de afloramiento.

En Pontils, los niveles basales de esta formación están constituidos por areniscas y margas amarillentas con foraminíferos bentónicos (PO 41, véase anexo) que yacen sobre los lignitos del techo de la Formación Bosc d'En Borrás. Unas decenas de metros por encima de este nivel se encuentra un banco de calizas con Alveolina fragilis (ver FERRER, 1971).

En Vallespinosa, los niveles basales de la Formación Collbas aparecen bastante cubiertos,; están constituidos por margas con fósiles marinos (briozoos, ostreidos, ostrácodos y microforaminíferos), bancos de areniscas etc. A unos 45 metros sobre el primer nivel margoso con fósiles marinos aparecen unos bancos de calizas bioclásticas con Alveolina fusiformis y A. fragilis, acompañadas de abundantes foraminíferos bentónicos (VE 2,3; véase anexo).

Entre Vallespinosa y Pontils no puede observarse bien el contacto basal de la Fm. Collbas.

Los niveles basales poseen fauna poco característica por lo general, aunque unos metros por encima suelen aparecer los bancos de calizas bioclásticas con la fauna característica, descrita por FERRER (1971), del Biarritziense. Concretamente, los niveles de la Serra de Collbas son asimilados por VIA (1969) a un Biarritziense inferior-medio.

El dispositivo estratigráfico de esta formación, es claramente transgresivo, y en particular el de los niveles basales. El significado de "marker" fotogeológico de la base de la Fm. Collbas, en parte de la zona de Igualada, es el de un nivel de retrabajamiento transgresivo, en facies de "nearshore", que probablemente corresponde a playas barrera o barras que transgredían sobre facies de llanura aluvial, "lagoons" detríticos o lacustres parálicas.

Esta transgresión, que tuvo lugar en esta zona probablemente en el Biarritziense inferior o medio basal, se correspondería con las señaladas durante el Eoceno medio superior por numerosos autores en otras zonas de la Cuenca del Ebro: PLAZIAT (1966), REGUANT (1968), FERRER (1971), PALLI (1972), CAUS (1975), PUIGDEFABREGAS (1975). Así pues esta transgresión tendría un amplio significado regional comparable a la primera gran transgresión en la cuenca terciaria del Ebro y que corresponde al Ilerdiense inferior.